

# 南太平洋及び南大洋におけるARGOフロートの漂流シミュレーション

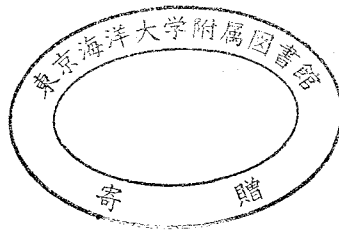
著者	奥村 継一
学位授与機関	東京商船大学
学位授与年度	2003
URL	<a href="http://id.nii.ac.jp/1342/00000652/">http://id.nii.ac.jp/1342/00000652/</a>

修士学位論文

南太平洋及び南大洋における ARGO フロートの  
漂流シミュレーション

平成 15 年度

(2003)



東京商船大学大学院

商船学 研究科

流通情報工学専攻

奥村 継一

(指導教官 岩坂 直人 助教授)

# 目 次

<b>第1 章 緒言</b>	<b>1</b>
1-1 ARGO 計画	1
1-2 ARGO フロートの投入・展開	1
1-3 本研究の目的と論文の構成	2
<b>第2 章 シミュレーション方法</b>	<b>3</b>
2-1 高解像度海洋大循環モデル	3
2-2 粒子漂流シミュレーション	3
2-3 海氷データ	5
<b>第3 章 南太平洋のシミュレーション結果</b>	<b>6</b>
3-1 一般的な分布の特徴	6
3-2 粒子の着底	7
3-3 主要航路に沿って配置された粒子の動き	8
<b>第4 章 南大洋のシミュレーション結果</b>	<b>9</b>
4-1 一般的な分布の特徴	9
4-2 粒子の着底	9
4-3 海氷の影響	10
<b>第5 章 考察</b>	<b>12</b>
<b>第6 章 結言</b>	<b>15</b>
謝辞	16
付録 1	17
参考文献	
図表一覧	
図表	

# 第1章 緒言

## 1-1 ARGO 計画

長期予報の精度向上や気候変動予測の実現のために、プロファイリングフロート<sup>(i)</sup>を用いて海洋表層・中層のリアルタイム監視システムを構築する国際プロジェクト、ARGO 計画が 2000 年に始まった。このプロジェクトでは、今後数年間で全世界の海洋に、平均で 300km 四方あたり 1 個の密度で分布するように、約 3000 個のプロファイリングフロート(ARGO フロート)を展開する予定である。これが実現すると、これまで主に観測船での実測に頼っていた海洋データの数は飛躍的に伸びることになる。その結果、これまで歴史的・気候学的データを用いて平均的な描像のみを議論することしか出来なかった海洋の諸現象についても、より詳細にかつ準リアルタイムに捉えることが出来るようになる。フロートは所定の滞在深度(通常 2000m 深)を漂流し、所定の期間(通常 10 日)ごとに、自身の体積を変化させることにより浮力を変化させ、海面まで浮上する。浮上中 CTD センサーにより水温・塩分・圧力データを測定し、海面浮上後 ARGOS 衛星システムを通じて地上に送信する。フロートは海面に約半日滞在した後、再び滞在深度に戻る<sup>(1)(2)(3)</sup>。

これまで日本では、国際的な ARGO 計画に対応して、西部熱帯・北太平洋(10°S 以北、170°W 以西)、熱帯インド洋の一部(18°S–5°N, 75°E–95°E)および南太平洋の一部(32°S, 86°W–170°W)にフロートを展開してきた。図 1.2 は 2003 年 12 月現在の全世界の海洋における ARGO フロートの分布図である<sup>(4)</sup>。この図からもわかるように、高度な海洋観測が可能な先進国に近い海域では、比較的多数のフロートが展開されている一方、発展途上国に近い海域ではフロートが不足しているところが多く存在する。特に南太平洋および南極大陸周辺の南大洋は、フロートが展開されていない空白域が存在する。これらの海域は一般に海洋研究が乏しく未解明な部分が多く残るため、ARGO フロートを投入することはさらなる海洋研究の発展において非常に重要である。今後、日本はこれらフロート未投入海域へのフロート展開を積極的に行っていく予定である。

## 1-2 ARGO フロートの投入・展開

投入したフロートは空間的に均等に分布するのが理想であるが、各滞在深度および海面における流れはフロートの位置を常に変化させる。特に海面での流れは、浮上・沈降サイクルに占める時間的割合は低いものの各滞在深度での流れに比べて強く、収束や発散を伴うためにフロートの分布に

---

<sup>i</sup> プロファイリングフロートとは、図 1.1 に示すように ARGOS 衛星にデータを送信するアンテナ、各物理要素を観測するセンサー、滞在深度や海面からの浮上、沈降時の体積変化に使用される油室などから構成された自動海洋観測フロートである。設計耐用年数は 4 年である。



偏りを生じさせる。日本のフロートの投入には海洋科学技術センターの観測船「みらい」、他の関係機関(気象庁、海上保安庁、水産庁)の観測船、大学の観測船が用いられるが、これらの船舶の航路や航海時期は通常、ARGOフロートの展開とは無関係に決められる。

そのため、限られた航路を利用し、投入予定海域に多数のフロートを効率よくかつ出来るだけ均等に展開できるように、投入海域を予め決定する必要がある。

これまでも日本のARGO計画実施の主体である地球観測フロンティア研究システム 気候変動観測研究領域 亜表層・中層グループと海洋科学技術センター 海洋観測研究部の共同チーム(以下、FORSGC/JAMSTEC)では、ARGOフロートの投入に際してフロートの漂流シミュレーションを行ってきた。Oka(2001)<sup>5)</sup>は日本の担当海域であった北太平洋およびインド洋の一部について本研究と同様のシミュレーションを行い、その結果を基にARGOフロートの投入計画が立案されている。

### 1-3 本研究の目的と論文の構成

本研究では今後、日本がフロートの投入を予定している南太平洋および南大洋について、ARGOフロートの漂流シミュレーションを行い、これらの海域におけるフロートの分布の特徴を明らかにし、今後の投入計画の参考となる研究を行うことが目的である。

本論文の構成は以下の通りである。

第2章では本研究のシミュレーション方法について詳細に述べる。まず、本研究で使用したシミュレーションのモデルについて述べ、シミュレーションの中でもっとも重要なフロートの計算過程について述べる。続いて、その他に本研究で使用したデータについて説明をする。

第3章では南太平洋におけるシミュレーション結果について説明する、滞在深度ごとに一般的なフロートの分布や漂流状態を述べ、続いて浅水域でのフロートの着底や篤志商船の主要航路に沿って投入されたフロートの分布について説明する。

第4章では南大洋におけるシミュレーション結果について説明する。まず、南太平洋と同様に一般的なフロートの分布を述べ、次に海氷データを組み込んだシミュレーション結果について述べる。海氷データを組み込んだシミュレーションに関しては、海域(太平洋、大西洋、インド洋)ごとおよび緯度帯ごとのロストフロート数を明らかにする。

第5章は前章までの結果を踏まえての考察である。

第6章は本研究の結言であり、第2章から第5章において得た知見を総括したものである。また、今後のフロート投入に関する課題についても述べる。

## 第2章 シミュレーション方法

海洋科学技術センター海洋観測研究部の高解像度海洋大循環モデルで出力された流速データと粒子追跡プログラムを用いて ARGO フロートの動きをシミュレートした。詳細を以下に述べる。

### 2-1 高解像度海洋大循環モデル(Ocean General Circulation Model ; OGCM)

本研究に使用したシミュレーションに用いられているモデルは米国海洋大気庁(NOAA/GFDL)で開発された MOM2(Modular Ocean Model version 2)に基づいて石田らが構築したものである(Ishida *et al*(2001)<sup>(6)</sup>)。このモデルは 75°S から 75°N までの全球を対象とし、分解能は水平方向に 0.25°、鉛直方向は 55 レベルである。境界条件は、熱・塩分はモデルの最上層の水温・塩分を Levitus(1982)<sup>(7)</sup>による水温・塩分気候値データを復元させ、運動量には Hellerman and Rosenstein(1983)<sup>(8)</sup>の風応力データを用いている。水平粘性・拡散には、Bi-harmonic の式を用い、係数の値は粘性・拡散係数ともに  $-1 \times 10^{19} \text{cm}^4 \text{s}^{-1}$  としている。鉛直粘性・拡散には Pacanowski and Philander(1981)<sup>(9)</sup>の式を用いている。最初の 2 年間は初期スピンアップとして、境界条件に年平均データを用いて積分計算が行われた。その後、季節変動を与えるために月平均データを用いて 18 年間の計算が行われた。

本研究では、月平均データによる計算の最後の 1 年、すなわち積分 20 年目の 1 年間分の 5 日毎のスナップショット水平流速を粒子追跡計算の流速データとして用いた。海面およびフロート滞在深度の 2000m 深にそれぞれ最も近い層として、レベル 1(最上層;5m)およびレベル 43(2045m)のデータを使用した。また、フロートの滞在深度の違いによる、分布の異なりを比較するために滞在深度を 1000m 深としたシミュレーションを行ったが、これらの計算には、レベル 43 に代わってレベル 32(1007m) の流速データを使用した。

### 2-2 粒子漂流シミュレーション

本研究では、南太平洋および南大洋におけるフロートの平均的な特徴を見るために、滞在深度を 2000m 深または 1000m 深に設定して粒子をフロートに見立ててシミュレーションを行った。

粒子追跡プログラムは MOM2 のオプションである粒子追跡ルーチンを利用して作成された。粒子追跡計算では、2 時間ごとの各水平格子点における水平流速を、その直前および直後の 5 日毎流速データから線形補間で求める。次に各粒子(ARGO フロートに相当)の位置での水平流

速を、その粒子の存在する格子の格子点における流速から線形補間で求め、これを用いて次のステップ、すなわち2時間後の粒子位置を計算する。粒子の運動は水平方向のみ計算する<sup>(9)</sup>。

現在実海域に投入されている FORSGC/JAMSTEC のフロートの設定では、フロートは10日毎に海面に浮上し、海面には約11時間滞在する。そこで本研究では、図2.1の概要図に示すように粒子がレベル43に114ステップ(9日12時間)とレベル1に6ステップ(12時間)、交互に滞在すると仮定して粒子追跡計算を行った。フロートの浮上・沈降にはともに約6時間を要するが、これらのプロセスは計算上無視した。フロートが海面にいる間に2000mより浅い海域に流れ込み、沈降途中に着底した場合は、約9日後に浮上を開始するまで海底の同じ位置に留まると考えられる。これに対応して、粒子がレベル1からレベル43に移る時に2000mより浅い海域に存在した場合は、続く114ステップの間同じ位置にとどめ、再びレベル1に戻った時に動き始めるとした。

本研究では、投入場所によるフロートの動きの違いを統計的に調べるために、1つの投入予定点に対して多数の粒子を配置して計算を行った。具体的には、南太平洋については各投入予定点を中心とする1°四方のボックス内に粒子を均等に100個ずつ配置し、南大洋については各投入予定点を中心とする0.5°四方のボックス内に粒子を均等に25個ずつ配置し、隣のボックスは緯度、経度方向に3度ごとの間隔で配置した。南太平洋の初期フロート配置範囲は、赤道から51°S、150°Eから南アメリカ大陸の太平洋岸、南大洋の初期フロート配置範囲は、50°S-74°S、1°E-180°-2°Wである(図2.2)。

篤志商船の主要航路に沿って投入された粒子のシミュレーションにおける初期の粒子配置は、航路に沿って緯度3°に相当する長さ毎に0.5°四方のボックスを配置し、その中に粒子を均等に25個ずつ並べた。シミュレーションに用いた航路としては、パナマ運河からタヒチを経由してオーストラリアやウェリントン、ニュージーランドに向かう航路、ハワイとチリを結ぶ航路およびニュージーランドとチリやその他の地域を結ぶ計9つの航路を日本船長協会発行の「World Distance Chart」<sup>(10)</sup>から選択した(図2.2)。本研究では、以後これらのシミュレーションを「VOS」シミュレーションと呼ぶ。この航路選択はフロートの投入に協力してもらう篤志商船の航路のうち、船舶上へのフロートの搭載を容易にするために航路上の港湾へ頻繁に寄港する多くの商船が存在する航路を選択しなければならず、このような観点から、本研究では非常に外国貿易が盛んな地域を結ぶ9つの航路を選択した。

全ての粒子は4年間のシミュレーション期間中、同一のシミュレーションサイクルを繰り返す。シミュレーションにおける1年の最終日の流速場と翌年の初日の流速場の違いは、OGCMの20年目の1年間を繰り返し使用してシミュレーションを行っているため、自然の海洋変化から予測できるものより大きい。しかし、本研究では先にも述べたように粒子の一般的な運動を見るものでありモデルの流速場でおこりうる非連続性を無視した。なお、南太平洋および「VOS」シミュレーションにおいて、粒子の位置は73日毎および1年毎にファイルに記録され、南大洋においては海氷データとの結合の関係から10日毎にファイルに記録される。また、粒子が海底に着底した場合、その位置と日付がファイルに記録される。

最近では、フロートの故障の確率を下げるため滞在深度1000m深で漂流させ、浮上前に2000m深まで沈降させる Park and Profile(以後、P and P と呼ぶ)と呼ばれる方法が用いられ始めている。これに対応したシミュレーションも行った。このシミュレーションでは、P and P による粒子の着底のみを調べるため、P and P で2000m深へ沈降するタイミングである114ステ

ップ目に粒子を 2000m 深へ沈降させ、着底の有無を調べた。その他は滞在深度 1000m 深のシミュレーションと同じである。

## 2-3 海氷データ

本研究では、南太平洋に続いて南大洋におけるシミュレーションを行った。南大洋は、南太平洋と異なり 1 年中海域内に海氷が存在する。そこで、粒子のシミュレーションには海氷の存在を考慮する必要がある。ここでは米国国立海氷センター (The National Ice Center: NIC [Washington, D.C]) が配布した「1972-1994 Arctic and Antarctic Sea Ice Data」を使用した。この海氷データの期間は北極域が 1972-1994 年、南極域が 1973-1994 年の週毎のデータである。範囲は北極域が 45°N-90°N、南極域が 50°S-85°S で、密接度などを与える。なお、この他の海氷データに関する詳細は Okumura *et al.* (2001)<sup>(11)</sup> を参照のこと。本研究では南極域のみを使用し、週毎のデータを 5 日毎のデータに比例補間して作成した。また、モデルの範囲が 75°S までであるため、海氷データに関しても 75°S までとし、水平分解能はモデル同様 0.25° とした。

現在、南大洋には日本の国立極地研究所のフロートが展開されているが、そのほとんどが冬季の海氷の張り出しによって、機能停止したと考えられる。そこで、本研究では、海氷域に浮上すると、フロートは機能停止（以後、ロストと呼ぶ）すると仮定して海氷の密接度を粒子のロスト確率と定義し判定を行った。一般に海氷の密接度とは、任意の海域範囲に対する海氷域が占める割合をいい、0 から 1 までの数値で表される。仮にある格子の密接度が 1 であったとすると、その格子内の全てに海氷が占めていることを意味する。具体的な判定方法は、粒子がシミュレーションサイクル中に海面へ浮上する際、その浮上した位置に対応する格子の海氷密接度をその粒子のロスト確率と定義し、プログラム内で 0 から 1 までの出現率一様な乱数を発生させ、その乱数が密接度より大きければ当該粒子は生存し続けるものとして、以後のシミュレーションに残した。

本研究では、氷なしで粒子位置をシミュレートした後で、海氷の密接度を用いて海氷の影響を評価したため、実際に海氷が存在する海氷域で起こりうる結果とは若干異なると考えられるが、今回はその違いは無視した。

## 第3章 南太平洋のシミュレーション結果

### 3-1 一般的な分布の特徴

図3.1は南太平洋における滞在深度2000m深のシミュレーションによる経過年数毎の粒子の個数分布を示したものである。この図で暖色系の色で示された格子は、初期の配置粒子数より増加したことを示し、逆に寒色系の色は減少したことを示す。シミュレーションを開始して1年後には赤道周辺海域および50°S付近の亜寒帯海域の粒子は、ほとんど発散しており、中緯度に粒子が収束する傾向が見られる。次にシミュレーション開始から2-3年後には、中緯度の粒子個数が開始1年後に比べて増加しており、徐々に粒子の収束域が明らかになってきた。シミュレーションが終了した4年後には、赤道周辺海域の160°E-110°Wおよび南アメリカ大陸ペルー沖で粒子がまったく無い海域が存在した。亜寒帯海域も赤道周辺海域ほどではないが、南北に発散し粒子の個数が大幅に減少している傾向が見られた。

図3.2は図3.1と同様で滞在深度1000m深でシミュレーションした場合の個数分布を示したものである。1年後の個数分布の特徴としては、滞在深度2000m深の場合と比べて、粒子の移動速度が速く、滞在深度2000m深の同じ時期に比べて収束する傾向がある海域が鮮明に見える。そして、2年後には、滞在深度2000m深には見られなかったオーストラリア南方海域への粒子の流れ込みが見られ、3年後には南アメリカ大陸南方のドレーク海峡を越え、大西洋の南アメリカ大陸沿いを北東に流れるフォークランド海流に乗り始める粒子や北半球のフィリピン・ルソン島沿岸に達する粒子も存在している。その結果、4年後には、3年後に比べてさらに粒子の分布範囲は広がり2000m深よりも広範囲にわたって粒子が分布しており、中緯度においても格子内の粒子数が300個を越える格子が多く存在した。

つぎに粒子の移動を詳しく見ることにする。図3.3は滞在深度2000m深、図3.4は滞在深度1000m深のシミュレーションによる4年後の粒子の位置の変化と個数の増減率を示したものである。ベクトルは、各ボックスに投入された粒子の平均初期位置と4年後の粒子の平均位置を結んだものである。また、増減率とは各格子内に存在した初期の粒子個数を基準にした割合であり、粒子の初期配置範囲を対象とし、平均的な変動を見るために9°×9°の空間移動平均をかけたものである。

まず、滞在深度2000m深については赤道周辺海域において、粒子は初期位置から高緯度に向けて急速に発散している。シミュレーション終了の4年後には、150°E-110°W、5°S-5°Nの海域にほとんど粒子が存在していないことがわかる。また、50°Sの亜寒帯においても、粒子は赤道周辺海域ほどではないが中緯度へ向けて発散する様子がわかる。熱帯域での粒子の動きは主に西向きの南赤道海流および北赤道海流と、貿易風による極向きのエクマン流(付録1を参照のこと)のためであり、亜寒帯の動きは東向きの南極環流および偏西風による北向きのエクマン流のためである。これについては後述する。この結果、亜熱帯および中緯度にいくつかの粒子の収束域が存在し、最も顕著な収束域である120°W-80°W、20°S-40°Sでは粒子が南や北の海域から集まり増加している。この収束域は最も大きい2つの粒子の密集域により形成されている。これに次ぐ粒子の収束域として、

170°E-130°W の亜熱帯に帯状に存在し、北側の海域から粒子が南西方向へ流れて形成された。これらの海域では粒子の数は4年間で60%以上増加する。

オーストラリア東岸、ニュージーランド北東域およびチリ沿岸にも増減率の大きい海域が見られるが、これは粒子の着底による移動量減少の結果である。

滞在深度 1000m 深の場合も全体的に 2000m 深とほとんど同様の結果であったが、若干異なる点があった。東西に大きく帯状に広がった亜熱帯の収束域が、2000m 深の時に比べてより東へ広がっている。また、最大収束海域についても、全体的に南に位置し 2000m 深に比べて南北に狭く東西に広がっているが、周辺の渦状の動きは、2000m 深に比べて顕著ではなくなった。25°S-35°S の範囲で 2000m 深の時は、東方または南東方へ向かっていた粒子の動きが、1000m 深においては全体に西方へ移動する動きが優勢であった。

## 3-2 粒子の着底

ここでは、シミュレーション中に海底に着底した粒子について説明する。本研究では、海面から滞在深度、または P and P シミュレーションにおいて 2000m 深へ沈降するタイミングに粒子の水平流速が"0"であった場合、その粒子は海底に着底したとみなす。

図 3.5 は南太平洋における滞在深度 2000m 深の着底個数を示したものである。背景は海洋の水深を表し、黒色は陸地、橙色は水深 0m-1000m、緑色は 1000m-2000m、無色は 2000m 以上の水深をそれぞれ示す。

多くの粒子が着底する海域として、主に3つの海域が存在する。最も顕著な着底海域として 170°W 以西の南太平洋西部多島海である。これに次ぐ海域として南アメリカ大陸西部沿岸、タヒチ島周辺海域が挙げられる。なお、着底した粒子の総数は全粒子の約 17% であった。次にこれらの海域に着底する粒子の初期位置に注目した。図 3.6 は南太平洋における滞在深度 2000m 深の着底粒子の初期位置による着底確率を示したものである。この図から、180°以西に配置された粒子のほとんどが着底していることがわかる。一方、南太平洋の中東方海域では、タヒチ島周辺やペルー、チリ沿岸の一部を除いた大部分で粒子が着底しない海域が広がっている。多くの粒子が着底した 180°以西の多島海や南アメリカ大陸西部沿岸域の大部分は、水深が滞在深度より浅いことによるものであるのに対し、タヒチ島周辺海域では水深により着底したものに加え、タヒチ島から北東方向へ粒子の着底確率の高い海域が広がっていることから、前節において説明したように、粒子が南西方向へ移動したことによって着底したと考えられる。

次に滞在深度 1000m 深の着底個数について説明する。図 3.7 は滞在深度 1000m 深に漂流中または海面から滞在深度 1000m 深へ沈降途中に着底した粒子個数である。滞在深度 2000m 深の着底個数に比べてかなり少なく、南太平洋西部多島海に集中しているが、着底個数が最大でも 30 個を越える格子はなかった。着底粒子の初期位置は、ほとんどが着底箇所の直上に初期配置された粒子であった(図 3.8)。なお、着底した粒子は全体の約 3% であった。

続いて図 3.9 は P and P シミュレーションの場合に着底した粒子の個数を示したものである。全体的には滞在深度 2000m 深と同様の結果であるが、一部の粒子が南アメリカ大陸の南側を越えて大西

洋側で着底した粒子や、オーストラリアの南側に着底した粒子が存在している。そのため、全粒子のうち着底した粒子の占める割合は、滞在深度 2000m 深の時より増加し、約 22%であった。また、着底粒子の初期位置については、滞在深度 2000m 深に比べて 180° 以西の多島海において格子内の全ての粒子が着底する海域が大きく広がっていることや、タヒチ島の北東海域を初期位置とする粒子の着底確率が増加している。また、大西洋やオーストラリアの南側に着底する粒子により、ニュージーランドの南西海域や南太平洋南部の中東方海域を初期位置とする粒子の着底確率が増加している(図 3.10)。

### 3-3 主要航路に沿って配置された粒子の動き

図 3.11 は滞在深度 2000m 深における"VOS"シミュレーションの経過年数後の粒子の分布を示したものである。1 年後にはまだ航路周辺にしか分布しないが、時間が経過するにつれて第 1 節の結果から予想できるように、収束域へ密集する傾向がある。また、航路が南太平洋全体をカバーしていないことから、いくつかの海域に粒子の空白域が存在する。最大の空白域は南アメリカ大陸沖であり、60°W-120°W の中緯度や 110°W 以西の赤道周辺域がこれに次ぐ空白域であった。滞在深度 1000m 深についての"VOS"シミュレーションでは、中緯度の空白域が小さくなったものの、粒子で南太平洋全域をカバーすることができず、全体的に 2000m 深とほぼ同様の結果となった(図 3.12)。

## 第4章 南大洋のシミュレーション結果

### 4-1 一般的な分布の特徴

図 4.1 は南大洋における滞在深度 2000m 深の 4 年後の粒子の個数分布である。まず、南大洋の一般的な分布の特徴を見るために、南大洋においてフロート展開の妨げとなることが予想される海氷の影響を考慮せず、南太平洋のシミュレーションと同様に行った。その結果、南太平洋に比べて粒子が収束する海域がほとんど見当たらないのが特徴である。しかし、一部粒子が収束する傾向にある海域として、南極半島の東方海域や南極大陸のアデア岬付近、南アメリカ大陸南端のホーン岬周辺に粒子の個数が多い海域が見られるが、これは後述の着底によるものであって、純粋に粒子が移動して収束したわけではない。また、粒子の北への移動については、ほとんどの海域で 40°S 付近まで北上し、なかでもインド洋において一番北上した。

図 4.2 は、図 4.1 と同様に滞在深度 1000m 深の 4 年後の粒子の個数分布である。全体的に 2000m 深とほとんど同様の結果となり、南大洋においてはそれほど各深度層間の流速場の違いによる影響はなかった。

### 4-2 粒子の着底

南大洋においても、南太平洋と同様に粒子の着底についてシミュレーションを行った。図 4.3 は南大洋における粒子の着底個数を示したものである。滞在深度は 2000m 深で、同深度に漂流中または海面からの沈降途中に着底した個数である。なお、南大洋における粒子の着底に関する図には、海氷によって粒子がロストし南極大陸周辺における粒子の着底状況が不明になるため、海氷データは考慮していない。その結果、南極大陸沿岸は水深が 2000m より浅いため、着底する粒子が南極大陸に沿って分布している。また、南極半島からホーン岬間のドレーク海峡やニュージーランドの南東海域およびケルゲレン島周辺に粒子が着底する海域が広がっている。なお、着底した粒子は全体の 18%であった。次に着底した粒子の初期位置については、初期位置直下の水深が滞在深度より浅い海域で着底確率が増加する傾向にあり、特に、南極大陸沿岸を初期位置とする粒子の着底確率が非常に高く、これ以外の海域では、主に着底確率の高い 2 つの大きな海域に分けられる。もっとも大きい海域として、ドレーク海峡からケルゲレン島間の海域で、次いでオーストラリアの南方海域を初期位置とする粒子が多く着底した(図 4.4)。

図 4.5 は南大洋における滞在深度 1000m 深の着底個数である。(a)は滞在深度 1000m 深に漂流中に着底した粒子の個数分布を示し、(b)は P and P シミュレーションの場合に着底した粒子の個数を示したものである。まず、(a)においては、全体的に前述の 2000m 深および後述の P and P シミュレーショ



ンに比べて着底する個数が少なく、全体の約 8%しか着底しなかった。着底海域も南極大陸沿岸が主な着底海域で、それに次いでホーン岬とフォークランド島間の浅水域、ニュージーランド南東海域やケルゲレン島周辺に小さな着底海域が見られる。一方、(b)では、前述の 2000m 深と比べてそれほど大きな違いはなく、着底した粒子は全体の約 16%であった。着底粒子の初期位置については、(b)において、滞在深度 2000m 深に比べて初期配置海域の北端に配置された粒子が多く着底する傾向がある。また、ホーン岬の西方海域やニュージーランド南西海域など、2000m 深に比べてより西側の海域を初期位置とする粒子の多くが着底していることから、これらの海域を初期位置とする粒子は 2000m 深の南極環流よりも強い流れに乗って東へ移動し、その間に滞在深度より浅い海域へ流れ込み着底したと考えられる(図 4.6)。このことから、特に 1000m 深では、南極環流の流速が速いため、滞在深度より浅く、着底の可能性が高い海域の西側を初期位置とする粒子の多くが着底したと言える。

### 4-3 海氷の影響

南大洋のフロート展開において最大の妨げになると考えられるのが、海氷の存在である。図 4.7 は南大洋における格子毎の 10 日平均海氷密接度分布である。この図からもわかるように南大洋には一年中海域内に海氷が存在しており、もっとも北側へ張り出す時期は、約 230 日目前後(7 月後半)であり、その位置は 55°S 付近にまで達する。また、もっとも縮小している時期(約 60 日目前後:3 月前半)でも 70°S 以南の海域では海氷が存在している。つまり、南大洋におけるフロートの漂流シミュレーションでは、海氷を無視して考えることができない。そこで、南大洋において海氷の影響を考慮したシミュレーションを行った。海氷の影響は初めの 1 年間がもっとも大きく、それ以降はそれほど粒子の分布の様子に変化が見られなかったため、ここでのシミュレーション期間は 1 年間(365 日間)とした。その結果、図 4.8 のように、シミュレーション開始から 100 日間で南極大陸沿岸の全て粒子が海氷の影響を受け消滅した。200 日後にはさらに海氷の影響を受け、ロストする粒子が増加し、300 日以降では、60°S 以南のほとんど粒子がロストしている。特にウェッデル海の北側海域は、もっとも海氷が北方へ張り出す海域であるため、ロストする粒子が他の海域に比べて多くなっている。なお、図中の南極大陸沿岸にはまだ粒子が残っているように表示されているが、これは初期位置が陸上であった粒子が、個数算出の際に含まれたためである。次に、海氷の成長・衰退の季節変化を考慮するためにシミュレーションの開始日を変えて、もっとも海氷が縮小している 3 月 2 日から行った(図 4.9)。全体的な傾向としては図 4.8 のシミュレーション結果と大きな違いはなかった。

そこで、粒子の初期位置によって、どのくらい海氷の影響の受け方が異なるのかを調べるために、初期位置別の粒子ロスト率を算出した。図 4.10 はシミュレーション開始日を 1 月 1 日とし、図 4.11 はシミュレーション開始日を 3 月 2 日として、それぞれ 3 ヶ月毎の粒子の初期位置別粒子ロスト率を示したものである。また、表 4.12 には、これらの算出結果を大西洋セクター(72°W-0°-20°E)、インド洋セクター(20°E-120°E)、太平洋セクター(120°E-180°-72°W)と定義した 3 つのセクターに分けて、且つ緯度帯別で平均をした海域・初期位置緯度帯別平均粒子ロスト率をまとめたものである。開始から 3 ヶ月の間で全セクターにおいて、68°S 以南の海域で投入した全ての粒子がロストしてしまうことがわかった。6 ヶ月後には太平洋セクターを除いて、62°S 以南を初期位置とした粒子の 90%以上がロス

トし、12 ヶ月後にはインド洋セクターにおいて、 $59^{\circ}\text{S}$  以南を初期位置とする粒子の 90%以上がロス  
トするという結果となった。

## 第5章 考察

南太平洋および南大洋における一般的な表層海流系および風の場合は次のようになっている。図 5.1 は全海洋における表層海流系を示したものである<sup>(12)</sup>。南太平洋では、全体的に反時計回りの環流が卓越している。この環流は、南赤道海流、東オーストラリア海流、南極環流およびペルー海流から構成されている。一方、南大洋では図 5.2 に示すように南極大陸の周囲を西から東へ時計回りに流れる南極環流が卓越している。この南極環流は次のような特徴がある。図 5.3 は南アメリカ大陸南端のホーン岬と南極半島との間のドレーク海峡における流速の南北断面図である。この図に示すように南極環流は鉛直方向に厚さを持って流れる海流である<sup>(12)</sup>。

図 5.4 は本シミュレーションの駆動力に使用されている Hellerman and Rosenstein(1983)の風応力の年平均値である。南太平洋における特徴として、南太平洋の北西から南東にかけて帯状に南太平洋収束帯(South Pacific Convergence Zone:SPCZ)が広がっており、その南東端に亜熱帯高圧帯に対応する反時計回りの発散域が存在する。SPCZ はこの亜熱帯高圧帯から吹き出す南東貿易風と熱帯域でのモンスーンに伴う西風の収束によって形成される。また、ペルー沖には亜熱帯高圧帯から赤道収束帯(Intertropical Convergence Zone:ITCZ)へ収束する南東貿易風が卓越している。

南大洋における特徴としては、亜熱帯高圧帯から亜寒帯低圧帯へ吹き込む風によって、60°S 付近に南極偏西風が卓越する。このような一般的な特徴を踏まえて、本研究の考察に入る。

南太平洋においてシミュレートした粒子の分布は、1 回の観測サイクルのうち海面に滞在する期間が 1/20 であるにもかかわらず、南太平洋の大部分において海面の流れによってコントロールされているように見える。この推測は、次に示す図によって支持される。図 5.5 は海面の流速分布、図 5.6、図 5.7 は、2000m 深および 1000m 深それぞれの流速分布である。また、各深度層間の流速比を図 5.8、図 5.9 に示す。図 5.8 は 2000m 深と海面、図 5.9 は 1000m 深と海面、それぞれの流速比の分布を示したものである。図 5.8 から海面の流速は熱帯、亜熱帯域の大部分、チリ沿岸や南太平洋の中緯度の一部において 2000m 深の流速の 100 倍以上の流速であった。それ以外の海域における流速比は 5 から 20 倍であった。一方、南大洋では各深度層(海面、1000m 深、2000m 深)間の流速比にそれほど大きな違いはなく、大部分で 5 倍程度海面の流速が大きい。これは南極環流が海面付近のみを流れる海流ではなく、比較的全層にわたり厚さを持って流れる海流であるため、各深度層間の流速比が小さくなったと考えられる。また、図 5.9 の 1000m 深においても全体的に図 5.8 の 2000m 深の様子とほぼ同様であった。

この流速比の結果から、粒子は滞在深度 2000m 深または 1000m 深において海面に比べて 5-10 倍多く滞在するが、粒子が海面で移動する距離と、滞在深度で移動する距離がほぼ同等であるということがわかった。もっとも、南太平洋においては 2000m 深や 1000m 深には海面のような卓越した流れの体系はなく、流れもほぼ非発散であるため、粒子の動きは海面での流れを強く反映したものであると考えられる。ここで、仮に各深度層のみで粒子が移動した場合のシミュレーションも行った。図 5.10 は仮に粒子が浮上や沈降をせず海面にのみ滞在した場合のシミュレーション結果である。1 年後には粒子の大半が、南太平洋の中緯度に密集し、その他の粒子は北太平洋の中緯度にまで北上し、収束する傾向を見せる。4 年後には、南北太平洋の中緯度にほとんどの粒子が収束する。続い

て、図 5.11 は 2000m 深、図 5.12 は 1000m 深それぞれの深度層にのみ滞在した場合のシミュレート結果である。共に大きな違いはなく一部の粒子を除いて初期位置からほとんど移動しないことがわかった。このことは、前述のとおり海面付近以外には卓越した流れの体系がなく、海面に比べて微弱な流れはほぼ非発散であるため、主に海面の流れを反映していることを裏付けている。

また、南太平洋における粒子の発散や収束の分布は、シミュレーション対象海域における風の様子とも非常に一致する。図 5.4 から南太平洋中緯度東部海域に存在した粒子の最大収束域が亜熱帯高圧帯と一致しており、亜熱帯の収束域が SPCZ や ITCZ の一部にそれぞれ一致していることが認められる。したがって、南太平洋における粒子の分布は海面上を吹く風が表層の流れを経由することによってコントロールされていると言える。

南大洋における粒子の分布は、南太平洋に比べて顕著に収束する海域がなく、これについては、南極大陸周辺を流れる南極環流の存在が大きく影響していると考えられる。南極環流は前述のとおり海面付近のみの流れではなく、鉛直方向に大きな厚さを持って流れており、2000m 深や 1000m 深においても海面とほぼ同等の流速がある。そのために、大部分の粒子は均等にこの南極環流の流れに乗り、特定の海域に粒子が密集することなく分布した。それに加え、南太平洋と同様に南大洋上には定常的に南極偏西風が吹いており、この風を駆動源として海面に滞在している粒子は赤道向きのエクマン流のため、北方へ分散したと考えられる。したがって、南大洋における粒子の分布は、海中を流れる南極環流の影響と海面上を吹く南極偏西風の双方が複合した結果である。

南大洋の粒子の分布において、もう一つ重要な要素として海氷の存在が挙げられる。この海氷の影響を考慮した粒子の分布では、南極大陸沿岸部の粒子がほぼ 100%の確率でロストすることがわかった。また、海氷の影響を大きく受けるのは、シミュレーション開始から約 1 年間であり、それ以降は海氷の張り出す海域の粒子がロストしたことにより、分布の様子にそれほど変化はない。海氷を考慮した上で生存した粒子の分布の様子と、考慮していないシミュレーションの分布の様子とでは、それほど大きな違いはなかった。この理由として、前述のとおり今回の使用したシミュレーションモデルの流速場には、海氷の影響が組み込まれておらず、粒子の分布を計算した後に、海氷データを考慮したためであると考えられる。

粒子の初期位置によるロスト率は、シミュレーション開始から 3 ヶ月間で 68°S 以南の海域を初期位置とする全ての粒子がロストした。これは、海氷がもっとも縮小している時期には、75°S 付近まで海氷の氷縁（海氷域の縁）は衰退するが、その時期はわずか数週間であり、その時期を境にまた北方へ成長し始めるため、もっとも海氷の張り出しが少ないと考えられる時期にシミュレーションを開始しても、3 ヶ月の間に多くの粒子が海氷の張り出しによりロストしてしまった。研究を始めた当初は海氷の張り出しが少ない時期にシミュレーションを開始した方が、ロストする粒子は少ないと考えていた。しかし、実際にシミュレーションを行うと、通常通り 1 月 1 日にシミュレーションを開始したケースの方が、ロスト率が低い結果となった。これについては、もっとも海氷の少ない時期にシミュレーションを開始するということは、海氷の張り出し開始時期に粒子を配置することを意味しているのに対し、1 月 1 日にシミュレーションを開始してケースでは、海氷の衰退過程に粒子を配置してシミュレーションをスタートさせていることになり、その結果、ロスト率が低くなったと考えられる。

粒子の着底については、予想通り滞在深度より浅い水深の海域に集中した。しかし、特定の海域においては、着底する粒子の初期位置が必ずしも着低海域上ではなかった。これは、その海域の卓越した流れに乗って移動中、滞在深度より浅い海域に入り込み着底したものであると考えられる。

特に南大洋ではこのような結果となった。

滞在深度 2000m 深と 1000m 深のシミュレーションの比較において、滞在深度の違いはそれぞれの層での流速場の違いによる影響があった。図 5.12 は滞在深度 2000m 深と 1000m 深の流速比を示したものである。滞在深度 1000m 深の流速は、南太平洋の大部分の海域において 2000m 深の流速の 3 倍以上であった。中間層におけるモデルの流速場の細部は、現実の海洋とは若干異なるが、一般的な特徴は観測から求められる地衡流場などと矛盾せず許容できる範囲であると考えられる。

最後に"VOS"シミュレーションについては、今回選択した航路のみではいくつかの大きな粒子の空白域を作ってしまう。具体的な空白域としては、南アメリカ大陸沖、南太平洋の中緯度や赤道海域の西部であった。しかし、赤道海域の西部については、日本ーオーストラリア航路が存在しており、この航路を利用すればある程度は補うことができると思われる。また、いくつかの航路はこれらの空白域を横切っているが、この結果から粒子が均等に分布しないため、これらの空白域内を航海する航路が存在しない限り、篤志商船のみで南太平洋全域を均等にカバーすることはできず、フロートの投入に今回選択した篤志商船の航路のみでは利用できないと考えられる。

## 第6章 結言

本研究では、南太平洋ならび南大洋における ARGO フロートの分布に関するシミュレーションを行った。その中で、南太平洋東部の中緯度や亜熱帯域にいくつかの収束域が存在することと同時に赤道域において粒子が発散していることを明らかにした。粒子の収束域や発散域であるこれらの海域は、海面上を吹送する風の場合と一致しており、南太平洋における粒子の分布は、主に海面上の風の場合が表層流を介してコントロールしている。

また、南大洋では、南太平洋と異なり、顕著に収束する海域は認められなかったが、全体的に北方へ分布する傾向があった。これは、鉛直方向に厚さを持って流れる南極環流が粒子の分布に大きく影響していることと、海面において南極偏西風の影響を受け赤道向きのエクマン流によるものの複合した結果である。海氷の影響については、68°S 以南の海域で非常に大きく、セクター毎に見ると、太平洋セクターでもっとも海氷の影響が少ないことがわかった。そして、海氷の張り出しを考慮した上での最良の投入時期は、海氷の衰退末期にあたる時期であることが明らかになった。

粒子の海底への着底に関しては、滞在深度より水深の浅い海域がその周辺海域の卓越した流れの下流域に存在する場合、多くの粒子はこの卓越した流れに乗って移動し浅水域に入り着底する。したがって、このような海域へのフロートの投入には、滞在深度の変更などの対策が必要である。

本研究では、また篤志商船の主要航路に沿って配置された粒子のシミュレーションも行った。その結果、南太平洋の広範囲にわたって分布するものの、いくつかの大きな海域で粒子が分布せず、空白域として存在した。

## 謝辞

本研究を行うにあたり、シミュレーションの方法やデータの取り扱い方について詳しくアドバイスをいただきました、地球観測フロンティア研究システムの岡研究員に深く感謝いたします。また、様々な結果について多方向から問題点や改良点を指摘していただきました小林研究員をはじめ地球観測フロンティア研究システムの皆様に深く感謝いたします。

本研究の根幹であるシミュレーションに使用したモデルについて、御討論および御指導をいただきました海洋科学技術センター海洋観測研究部の石田研究員に深く感謝いたします。

研究を進めていくにあたり、様々な面で御指導、御協力をいただきました、大野祐子様、松尾典幸様、佐藤淑子様、後本学様をはじめ東京商船大学 環境科学研究室の皆様に深く感謝いたします。

最後になりましたが、お忙しいなか、多大な時間を費やして御指導していただき、また充実した研究環境を整えていただきました、岩坂直人助教授、桑島進教授には心から感謝いたしますとともに御礼申し上げます。

## 付録 1 エクマン流

エクマン流(Ekman Current)とは、図 7.1 のように海面上を風が吹くと、海面の海水は風に引きずられているにもかかわらず、風が吹いていく方向から南半球では左(北半球では右)に  $45^\circ$  それた方向に流れる現象である。深さとともに流れの方向はさらに左にそれるが、深度 100m くらいでは流れはほとんどなくなる。流れ全体を深さ方向に積分すると、海水は風が吹いていく方向と直角方向に南半球では左に、北半球では右に輸送される。コリオリ・パラメーターを  $f$ 、海水の動粘性係数を  $\nu$  とすると、エクマン流の深さは  $(2\nu/f)^{1/2}$  の桁で理論的に導かれている<sup>(15)</sup>。



## 参考文献

- (1) Roemmich, D and W. B. Owens, "The Argo project: global ocean observations for understanding and prediction of climate variability", *Oceanography*, 13, 45-50(2000).
- (2) Mizuno, K., "A plan of the establishment of Advanced Ocean Observation System (Japan ARGO)" (in Japanese), *Techno Marine*, 854, 485-490(2000).
- (3) Saiki, M., "ARGO project" (in Japanese), *Kishou*, 44(7), 4-8(2000).
- (4) Argo Information Center (AIC) web site: <http://w3.jcommops.org/cgi-bin/WebObjects/Argo>
- (5) Oka, E., "A simulation for deployment of ARGO floats", *JAMSTECR*, 44, 9-16, (2001).
- (6) Ishida, A., Y.Kashino, H.Mitsudera, N.Yoshi-oka, and T.Kadokura, "Preliminary results of a global high-resolution GCM experiment", *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)*, 11, 441-460(1997).
- (7) Levitus, S., "Climatological atlas of the world ocean", NOAA Prof. Pap. No.13, U.S. Govt. Print. Office, Washington, D.C., 173pp (1982).
- (8) Hellerman, S. and M. Rosenstein, "Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates", *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1104 (1983).
- (9) Pacanowski, R. and S.G.H. Philander, "Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans", *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1443-1451 (1981).
- (10) Japan Navigating Officers' Association, "World-wide distance chart", (Kaibundo, Tokyo Japan, 1982), pp164
- (11) Okumura, T., N. Iwasaka, A. Futamura, and K. O-tsuka, "Study on the Distribution of the Sea Ice over the Sea of Okhotsk and the Bering Sea" *J. Japan Ins. of Navigation*, 108, 85-96 (2001).
- (12) Open University Course Team, "Ocean Circulation", (The Open Univ., Walton Hall UK. 2001), pp286
- (13) Meteorological Society of Japan, "Encyclopedia of Meteorology and Atmospheric Sciences"(in Japanese), (Tokyo-Shoseki, Tokyo Japan, 1998), pp637
- (14) Siedler D, J. Church and J. Gould, "Ocean Circulation and Climate", (Academic Press, San Diego USA, 2001), pp715
- (15) Ogura, M., "General Meteorology", (Univ. of Tokyo Press, Tokyo Japan, 2001), pp308

## 図表一覧

### 図一覧

- 図 1.1 プロファイリングフロートの構造。
- 図 1.2 2003 年 12 月現在の全世界における ARGO フロートの分布。
- 図 2.1 フロートに見立てた粒子のシミュレーションに用いた浮上、沈降サイクル。
- 図 2.2 粒子追跡のシミュレーションにおける初期位置。
- 図 3.1 南太平洋における経過年数毎の粒子の個数分布。滞在深度 2000m 深、シミュレーション開始日は 1 月 1 日。
- 図 3.2 図 3.1 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。
- 図 3.3 シミュレーションより得られた滞在深度 2000m 深における粒子の 4 年間での平均位置変化と増減率(%)。
- 図 3.4 図 3.3 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。
- 図 3.5 南太平洋における粒子の着底個数。滞在深度 2000m 深の場合。
- 図 3.6 南太平洋における着底粒子の初期位置別着底確率(%)。滞在深度 2000m 深の場合。
- 図 3.7 図 3.5 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。
- 図 3.8 図 3.6 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。
- 図 3.9 南太平洋における粒子の着底個数。Park and Profile シミュレーションの場合に着底して個数。
- 図 3.10 南太平洋における着底粒子の初期位置別着底確率(%)。Park and Profile シミュレーションの場合。
- 図 3.11 “VOS”シミュレーションより得られた滞在深度 2000m 深における経過年数毎の粒子の個数分布。
- 図 3.12 図 3.11 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。
- 図 4.1 南大洋における 4 年後の粒子の個数分布。滞在深度 2000m 深。
- 図 4.2 図 4.1 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。
- 図 4.3 南大洋における粒子の着底個数。滞在深度 2000m 深の場合。
- 図 4.4 南大洋における着底粒子の初期位置別着底確率(%)。滞在深度 2000m 深の場合。
- 図 4.5 南大洋における粒子の着底個数。(a)図 4.3 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。(b)Park and Profile シミュレーションの場合に着底して個数。
- 図 4.6 南大洋における着底粒子の初期位置別着底確率(%)。(a)図 4.4 と同じ。但し、滞在深度は 1000m 深。(b)Park and Profile シミュレーションの場合に着底した粒子を対象。
- 図 4.7 南大洋における格子毎の 10 日平均海氷密接度分布
- 図 4.8 南大洋における海氷分布を考慮した粒子の個数分布。滞在深度は 2000m 深で、シミュレーション開始日は 1 月 1 日。
- 図 4.9 図 4.8 と同じ。但し、シミュレーション開始日は 3 月 2 日。

- 図 4.10 南大洋において海氷の影響を受けてロストした粒子の初期位置別ロスト率(%). シミュレーション開始日は1月1日。
- 図 4.11 図 4.10 と同じ。但し、シミュレーション開始日は3月2日。
- 図 5.1 全海洋における表層海流系
- 図 5.2 南極環流の平均流路
- 図 5.3 ドレーク海峡における南極環流の流速の南北鉛直断面
- 図 5.4 Hellerman and Rosenstein(1983)の海面風応力の年平均
- 図 5.5 シミュレーションに用いたモデルの海面の流速分布
- 図 5.6 図 5.5 と同じ。但し、2000m 深の流速分布。
- 図 5.7 図 5.5 と同じ。但し、1000m 深の流速分布。
- 図 5.8 シミュレーションに用いたモデルの海面と 2000m 深の流速比。基準は 2000m 深の流速。
- 図 5.9 図 5.8 と同じ。但し、海面と 1000m 深の流速比。基準は 1000m 深の流速。
- 図 5.10 海面の流速データのみ使用してシミュレーションを行った場合の経過年数毎の粒子の個数分布。
- 図 5.11 2000m 深の流速データのみ使用してシミュレーションを行った場合の経過年数毎の粒子の個数分布。
- 図 5.12 1000m 深の流速データのみ使用してシミュレーションを行った場合の経過年数毎の粒子の個数分布。
- 図 7.1 風によって引き起こされる海洋中のエクマン流の立体説明図

## 表一覧

- 表 4.12 粒子の初期位置による緯度帯、海域別の平均ロスト率

# 図表

表4.12 粒子の初期配置の緯度帯別による平均ロスト率

Atlantic sector(72°W-0°-20°E)												
Simulation start at Minimum seaice season					Simulation start at New year's day							
latitude & month	3months	6months	9months	12months	latitude & month	3months	6months	9months	12months			
50°S	0%	0%	1%	1%	50°S	0%	0%	0%	1%			
53°S	0%	5%	21%	21%	53°S	0%	0%	1%	12%			
56°S	0%	60%	72%	72%	56°S	0%	7%	67%	70%			
59°S	17%	81%	82%	82%	59°S	23%	47%	86%	86%			
62°S	56%	93%	93%	93%	62°S	64%	90%	93%	93%			
65°S	83%	92%	92%	92%	65°S	87%	92%	92%	92%			
68°S	100%	100%	100%	100%	68°S	100%	100%	100%	100%			
71°S	100%	100%	100%	100%	71°S	100%	100%	100%	100%			
74°S	100%	100%	100%	100%	74°S	100%	100%	100%	100%			

Indian sector(20°E-120°E)												
Simulation start at Minimum seaice season					Simulation start at New year's day							
latitude & month	3months	6months	9months	12months	latitude & month	3months	6months	9months	12months			
50°S	0%	0%	0%	0%	50°S	0%	0%	0%	0%			
53°S	0%	1%	9%	9%	53°S	0%	0%	6%	7%			
56°S	0%	11%	35%	35%	56°S	0%	0%	22%	30%			
59°S	1%	76%	91%	91%	59°S	2%	15%	87%	90%			
62°S	51%	97%	98%	98%	62°S	12%	93%	98%	98%			
65°S	98%	98%	98%	98%	65°S	98%	99%	99%	99%			
68°S	100%	100%	100%	100%	68°S	100%	100%	100%	100%			
71°S	100%	100%	100%	100%	71°S	100%	100%	100%	100%			
74°S	100%	100%	100%	100%	74°S	100%	100%	100%	100%			

Pacific sector(120°E-180°-72°W)												
Simulation start at Minimum seaice season					Simulation start at New year's day							
latitude & month	3months	6months	9months	12months	latitude & month	3months	6months	9months	12months			
50°S	0%	0%	0%	0%	50°S	0%	0%	0%	0%			
53°S	0%	0%	0%	0%	53°S	0%	0%	0%	0%			
56°S	0%	0%	2%	2%	56°S	0%	0%	2%	3%			
59°S	0%	9%	18%	18%	59°S	0%	4%	15%	17%			
62°S	9%	58%	65%	65%	62°S	1%	28%	62%	64%			
65°S	61%	99%	100%	100%	65°S	54%	89%	99%	100%			
68°S	100%	100%	100%	100%	68°S	98%	100%	100%	100%			
71°S	100%	100%	100%	100%	71°S	100%	100%	100%	100%			
74°S	100%	100%	100%	100%	74°S	100%	100%	100%	100%			

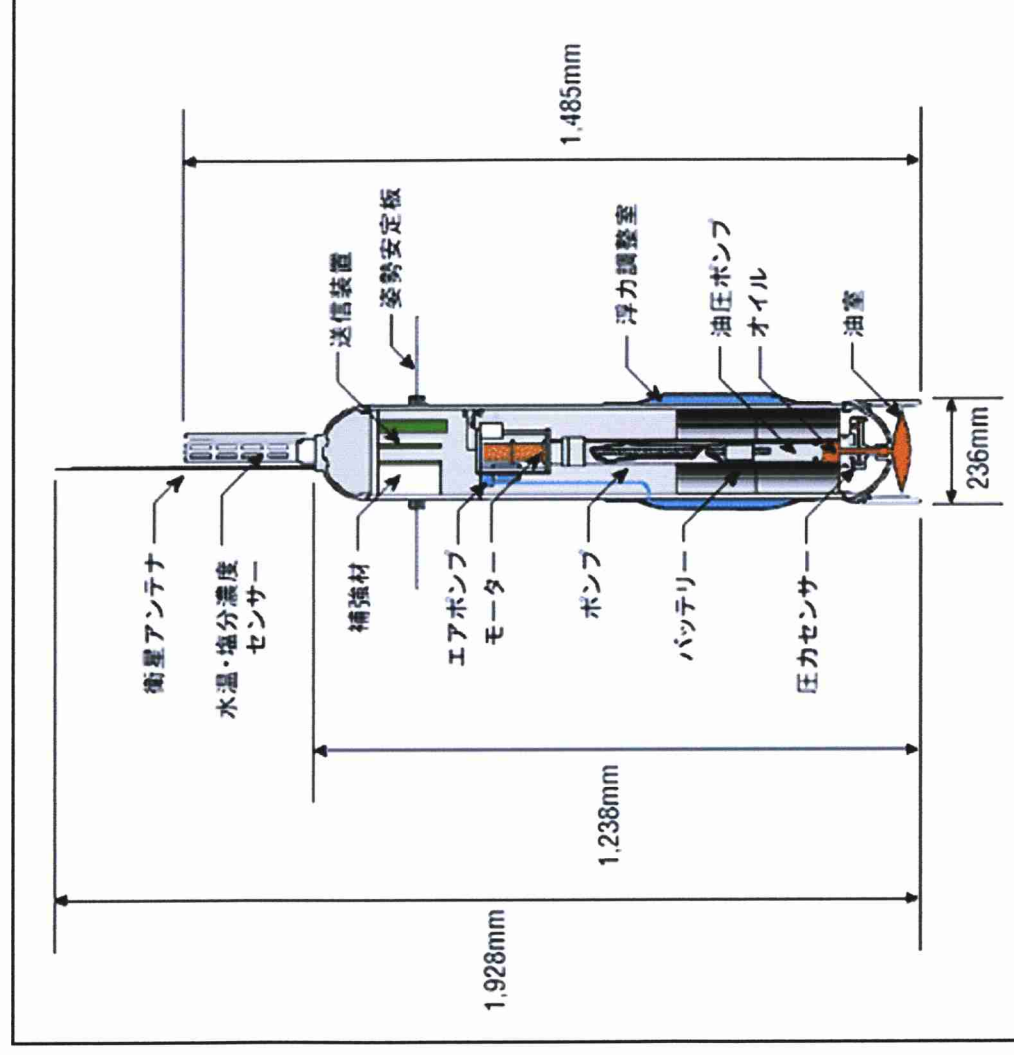


図1.1 プロフラインングフロートの構造



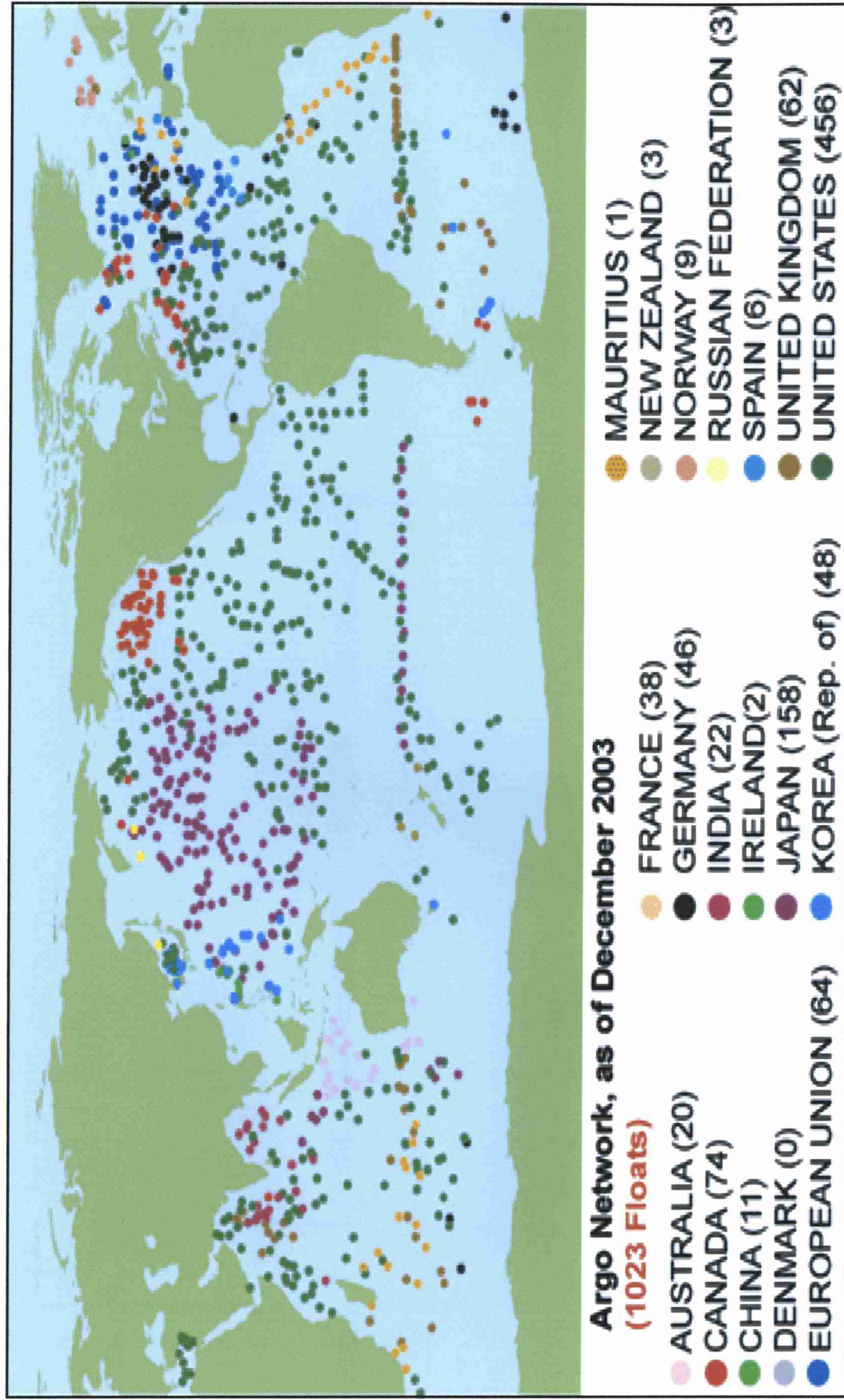


図1.2 2003年12月現在の全世界におけるARGOフロートの分布

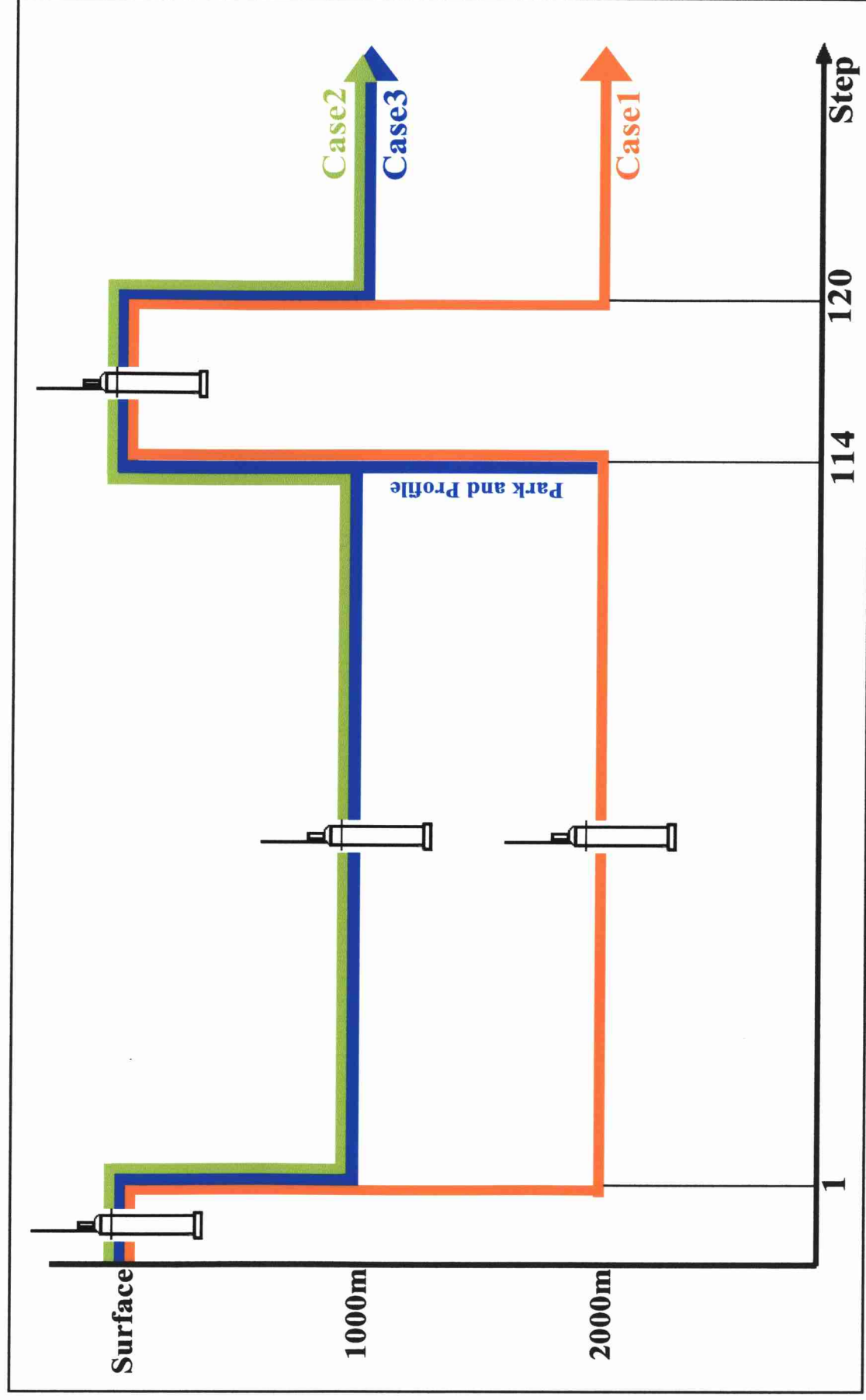


図2.1 フロートに見立てた粒子のシミュレーションに用いた浮上、沈降サイクル



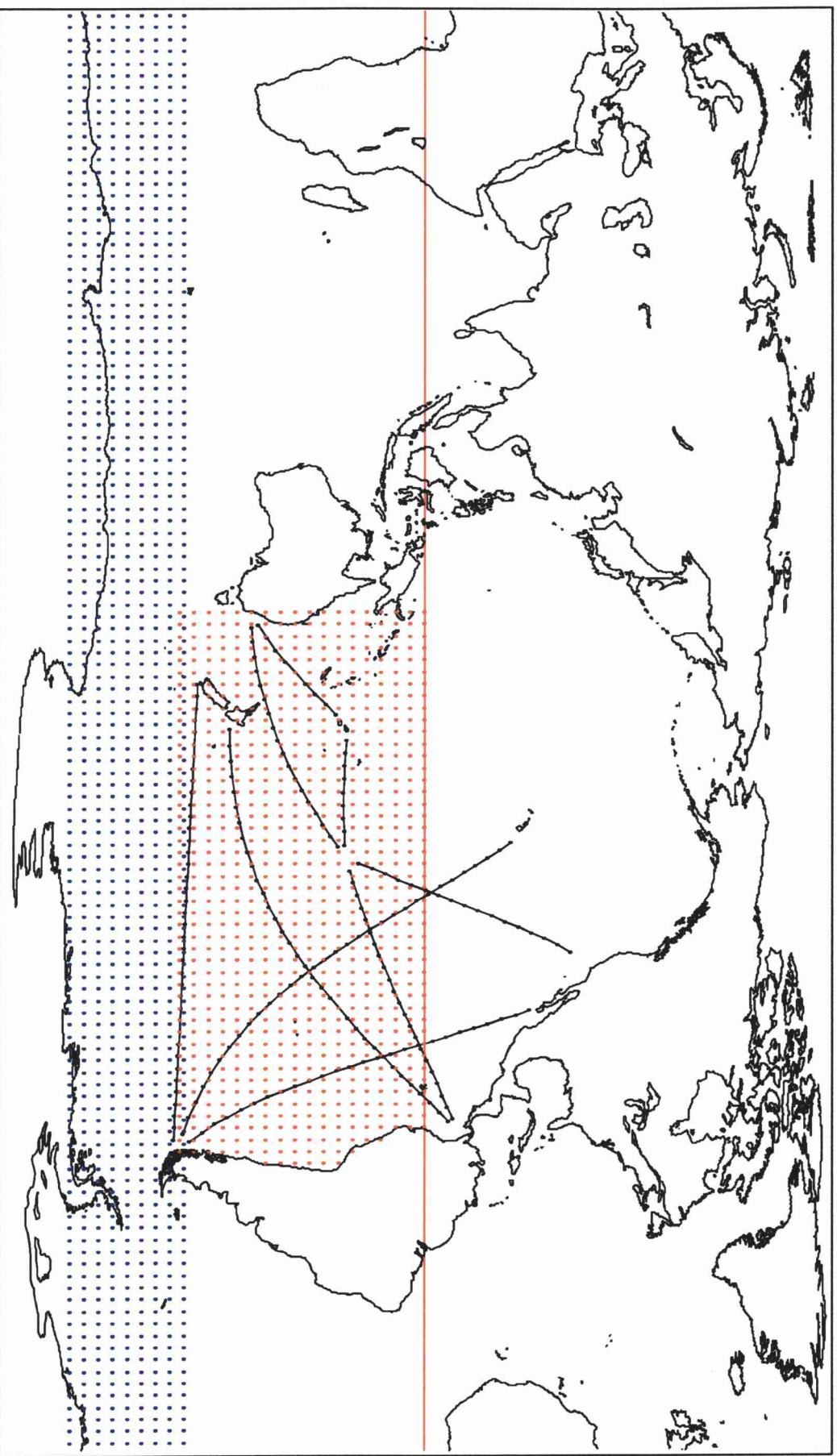
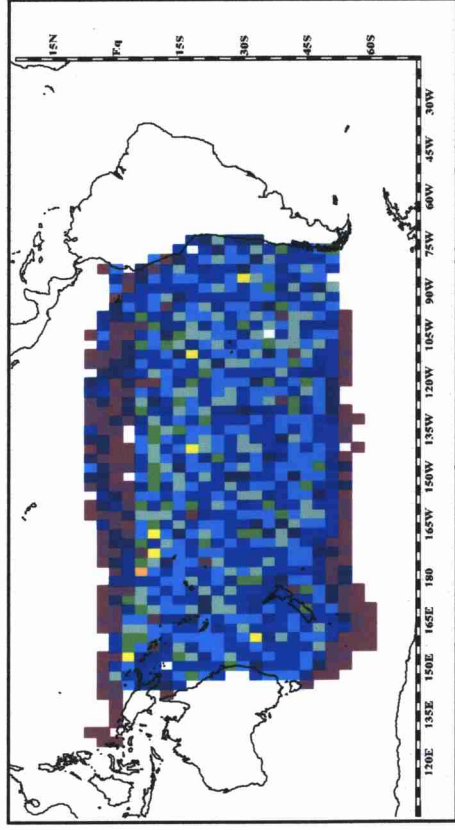
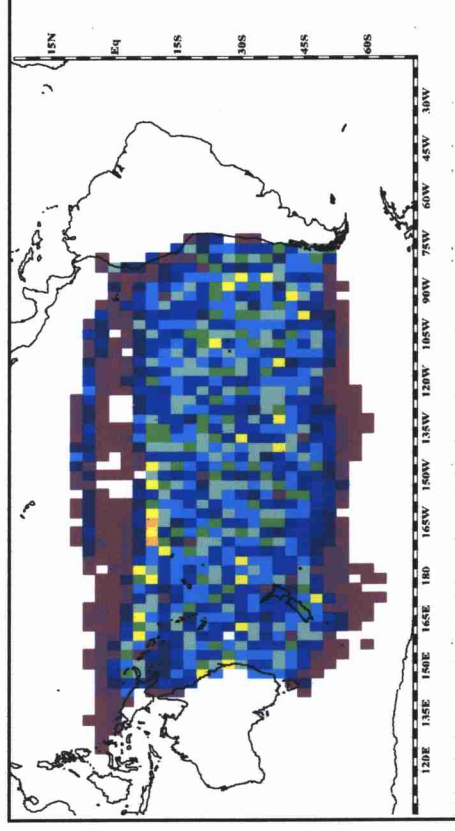


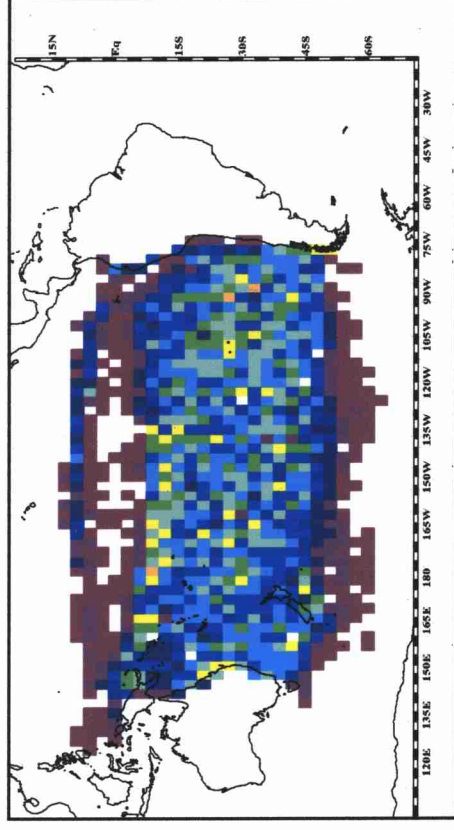
図2.2 粒子追跡のシミュレーションにおける初期位置。赤点は南太平洋、青点は南大洋における滞在深度2000m深および1000m深のシミュレーション時の初期位置である。黒線は“VOS”シミュレーションで用いた主要航路で、その線に沿って配置された黒点は“VOS”シミュレーション時の初期位置である。赤点を中心とした $1^\circ$  四方のボックス内には粒子が均等に100個、黒点・青点を中心とした $0.5^\circ$  四方のボックス内には均等に25個配置されている。



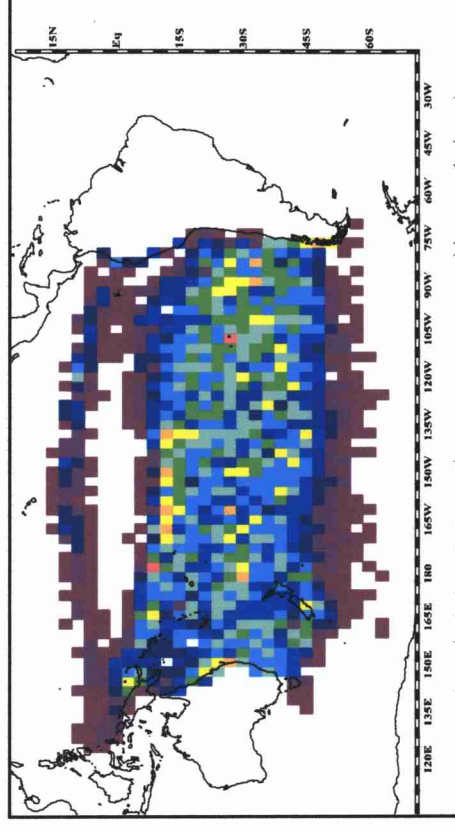
(a) 1年後の個数分布



(b) 2年後の個数分布



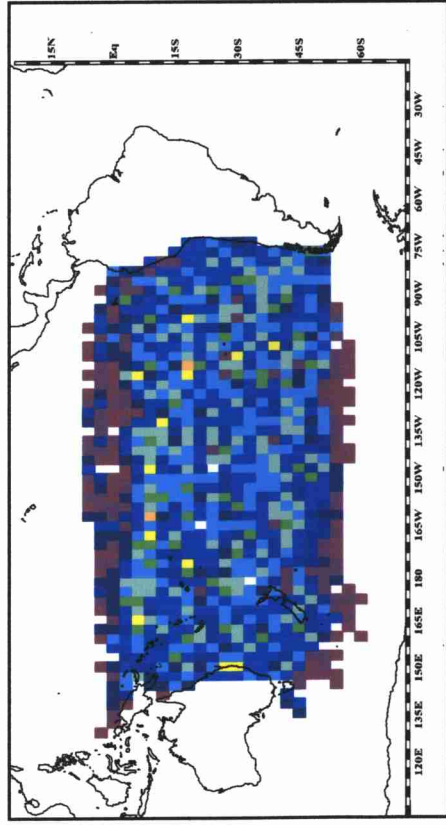
(c) 3年後の個数分布



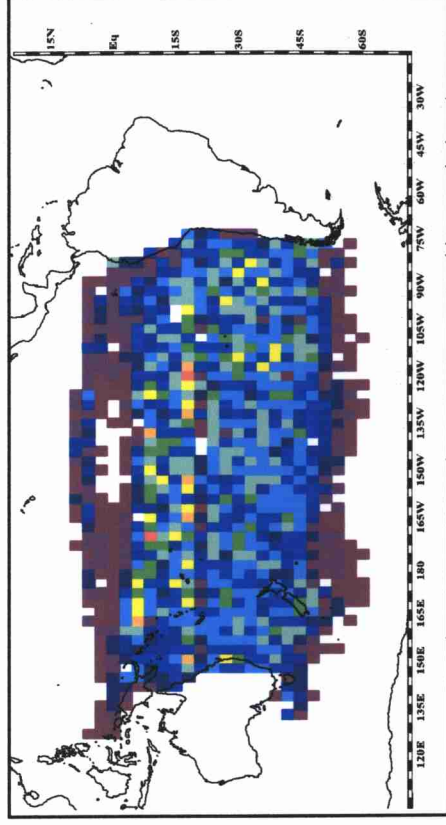
(d) 4年後の個数分布

図3.1 南太平洋における経過年数毎の粒子の個数分布。滞在深度2000m深、シミュレーション開始日は1月1日。右下のカラーバーは個数を示す。

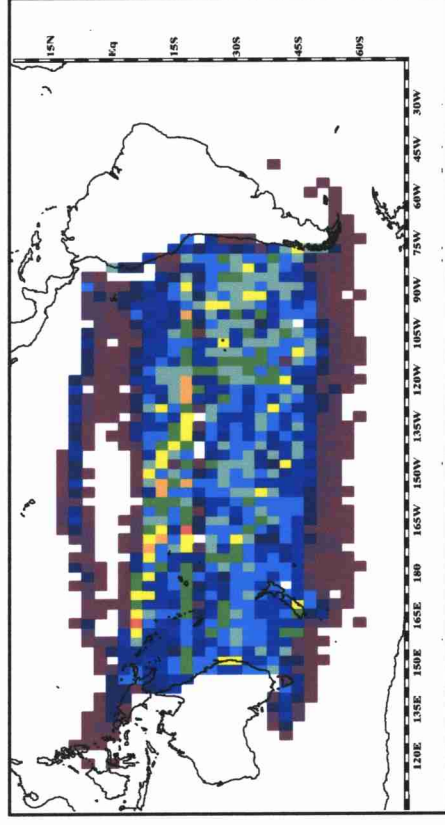




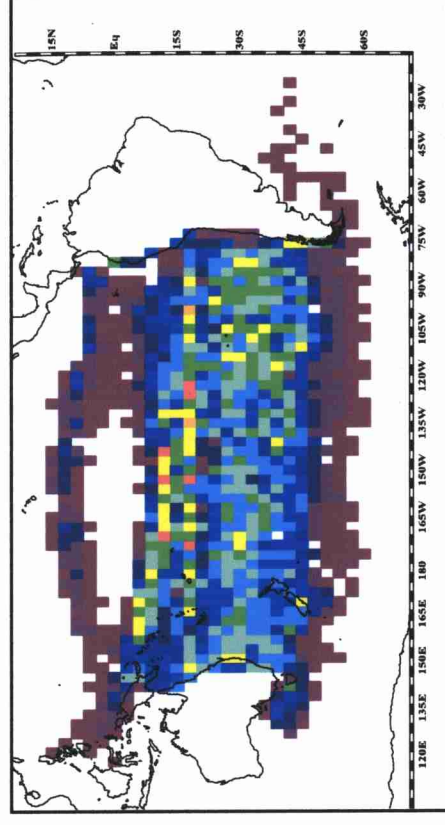
(a) 1年後の個数分布



(b) 2年後の個数分布



(c) 3年後の個数分布



(d) 4年後の個数分布

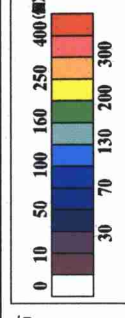


図3.2 図3.1と同じ。但し、滞在深度は1000m深。

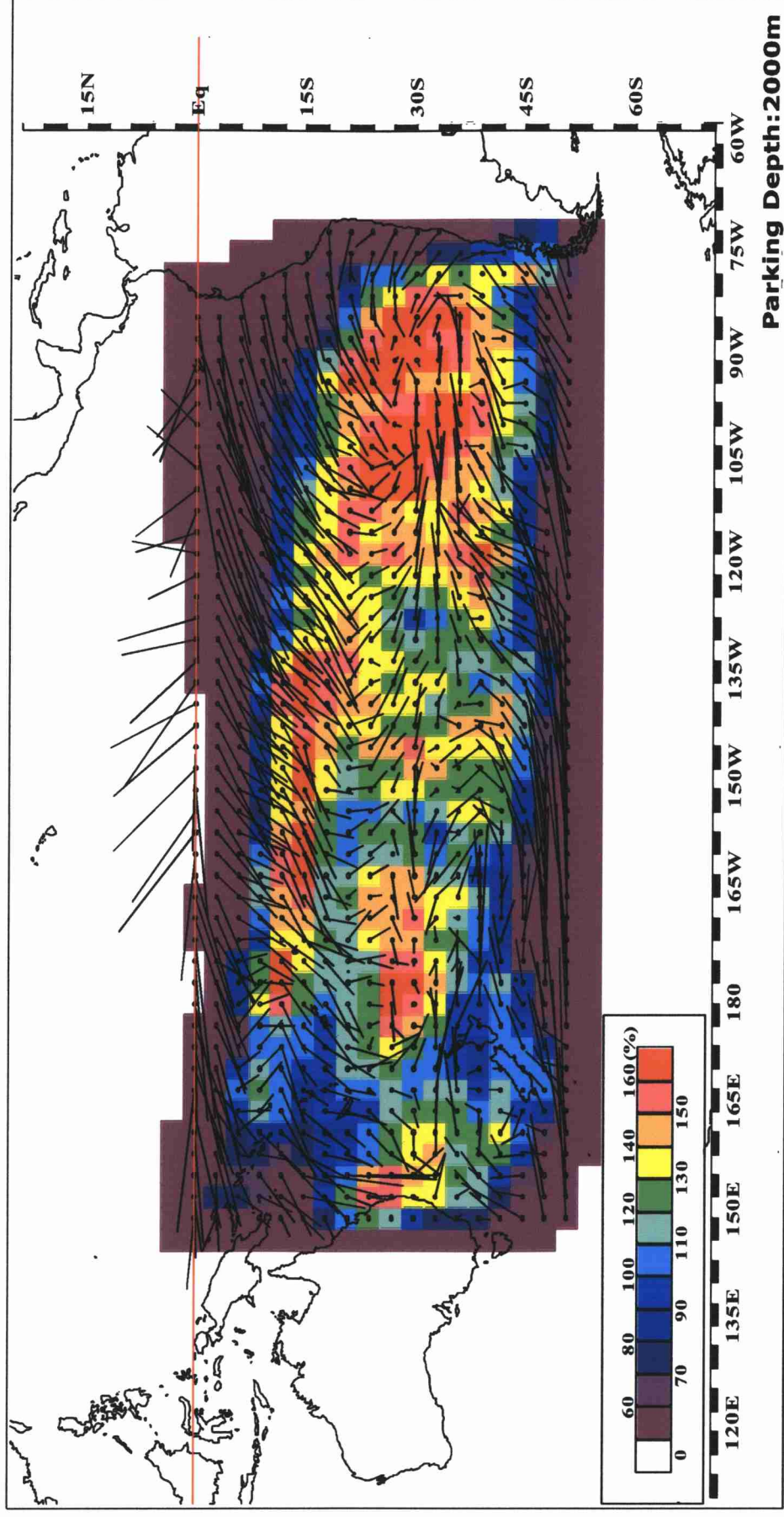


図3.3 シミュレーションより得られた滞在深度2000m深における粒子の4年間の平均位置変化。投入位置をドットで示す。シミュレーションでは各ドットを中心とする $1^\circ$ 四方のボックス内に粒子を均等に100個ずつ配置した。その上で、粒子の4年後の位置を初期投入ボックス毎に平均し、線で結んだ。また、格子内の色は $3^\circ \times 3^\circ$ の各領域に投入4年後に存在する粒子の数を投入時に存在する数で割った増減率(%)を表す。(カラーバー参照) 平均的な変動を見るために $9^\circ \times 9^\circ$ の移動平均をかけた。



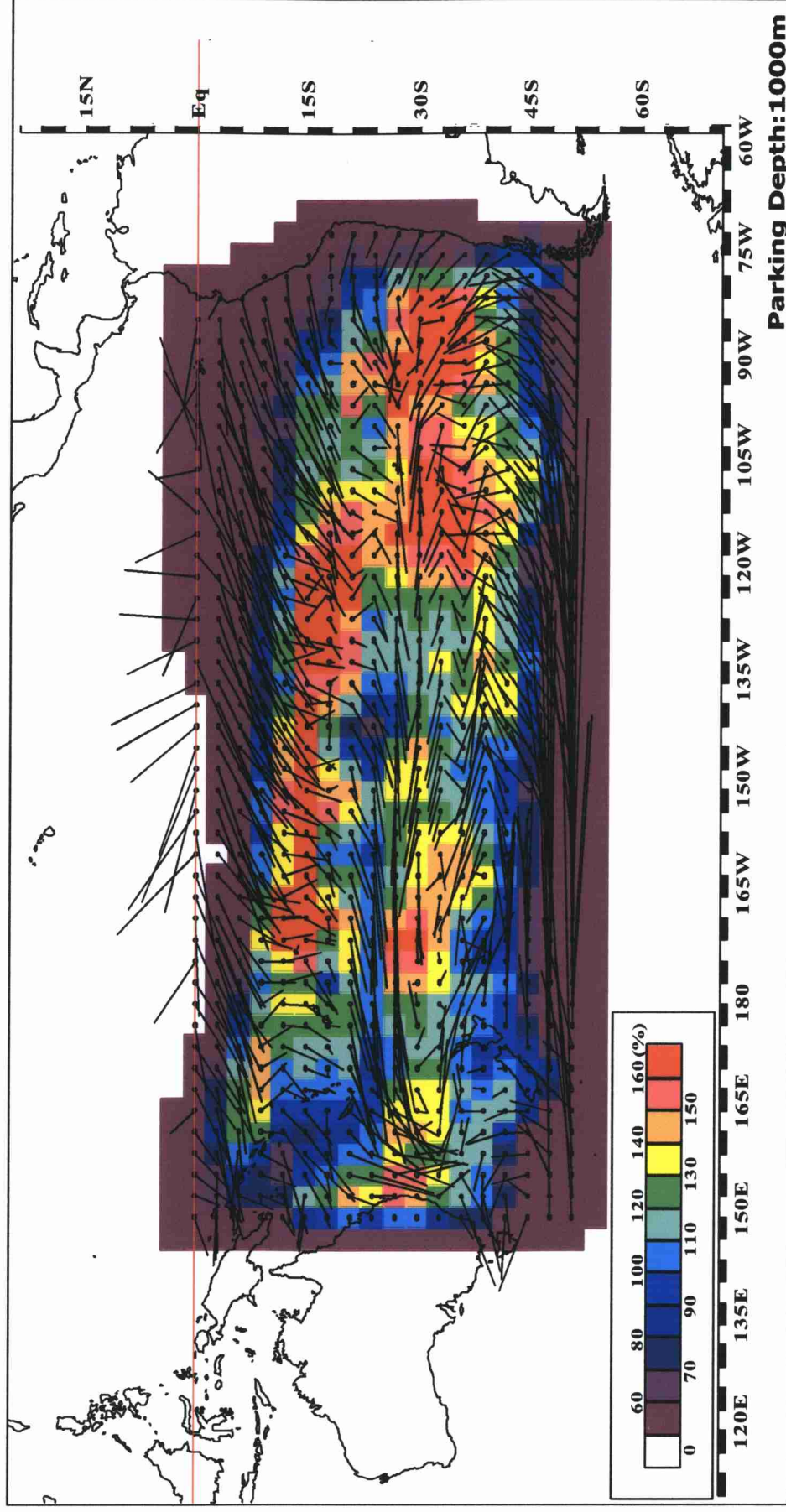


図3.4 図3.3と同じ。但し、滞在深度は1000m深。

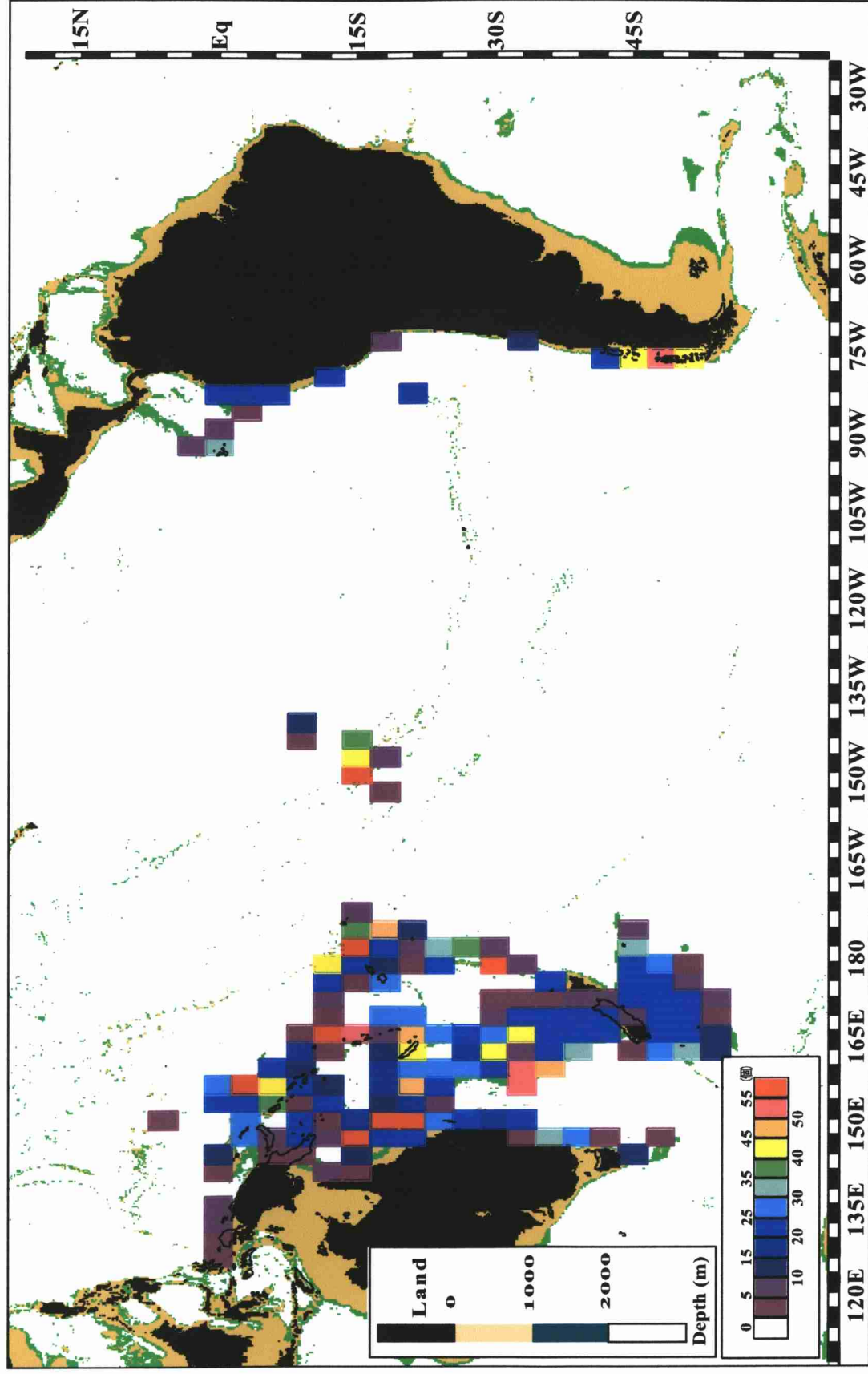


図3.5 南太平洋における粒子の着底個数。滞在深度2000m深の場合。滞在深度で漂流中または沈降途中に着底した個数。

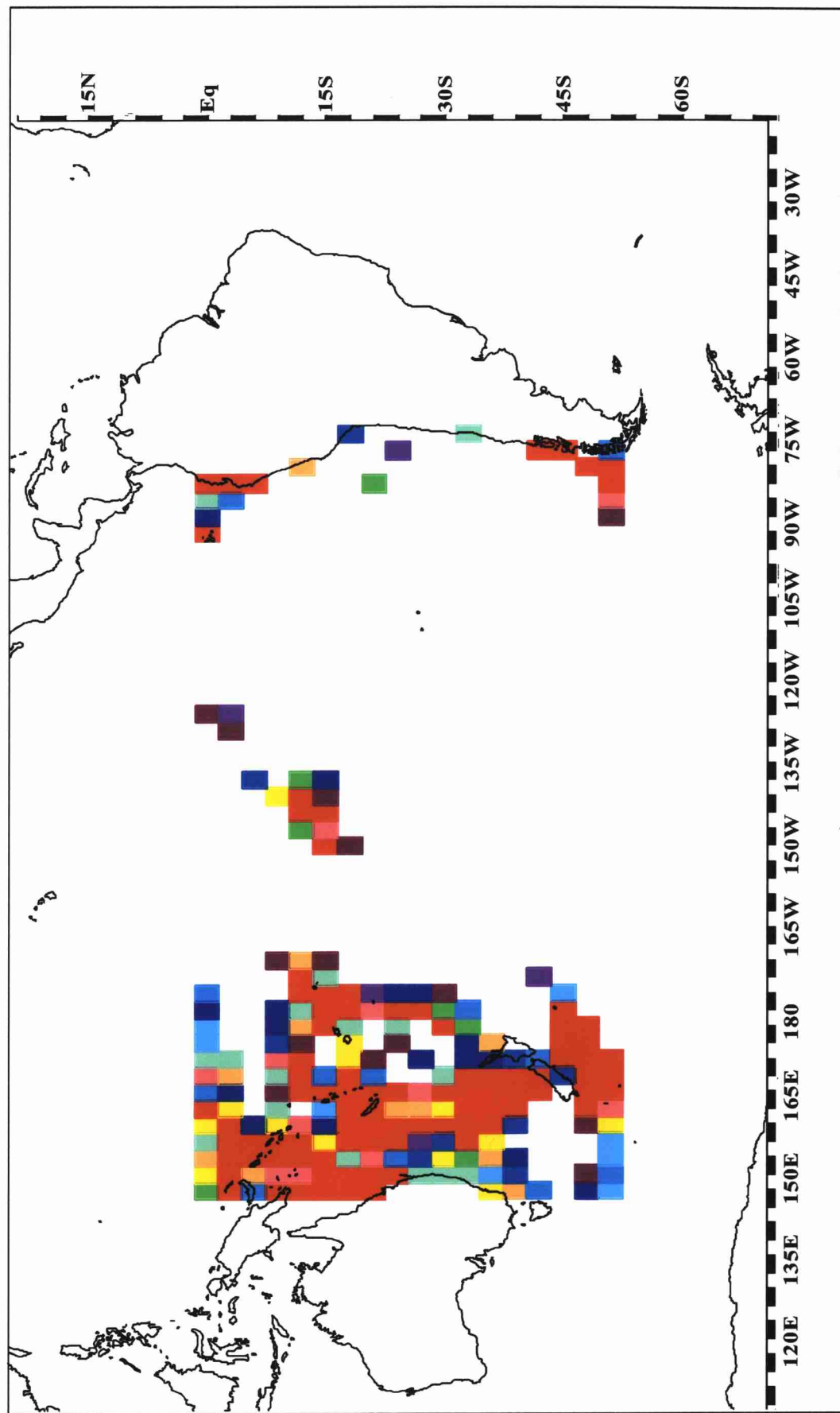


図3.6 南太平洋における着底粒子の初期位置別着底確率。滞在深度は2000m深。

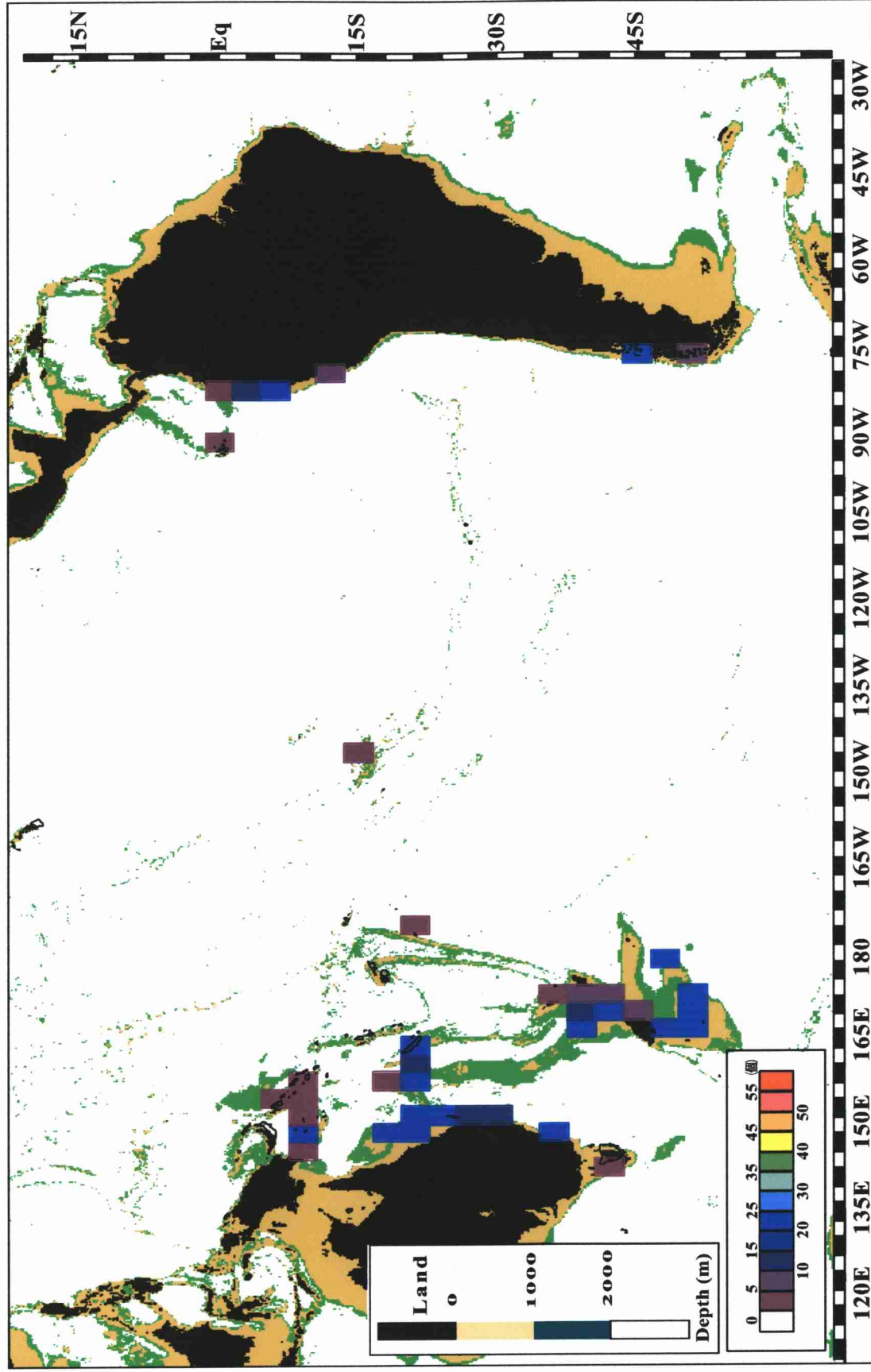


図3.7 図3.5と同じ。但し、滞在深度は1000m深。



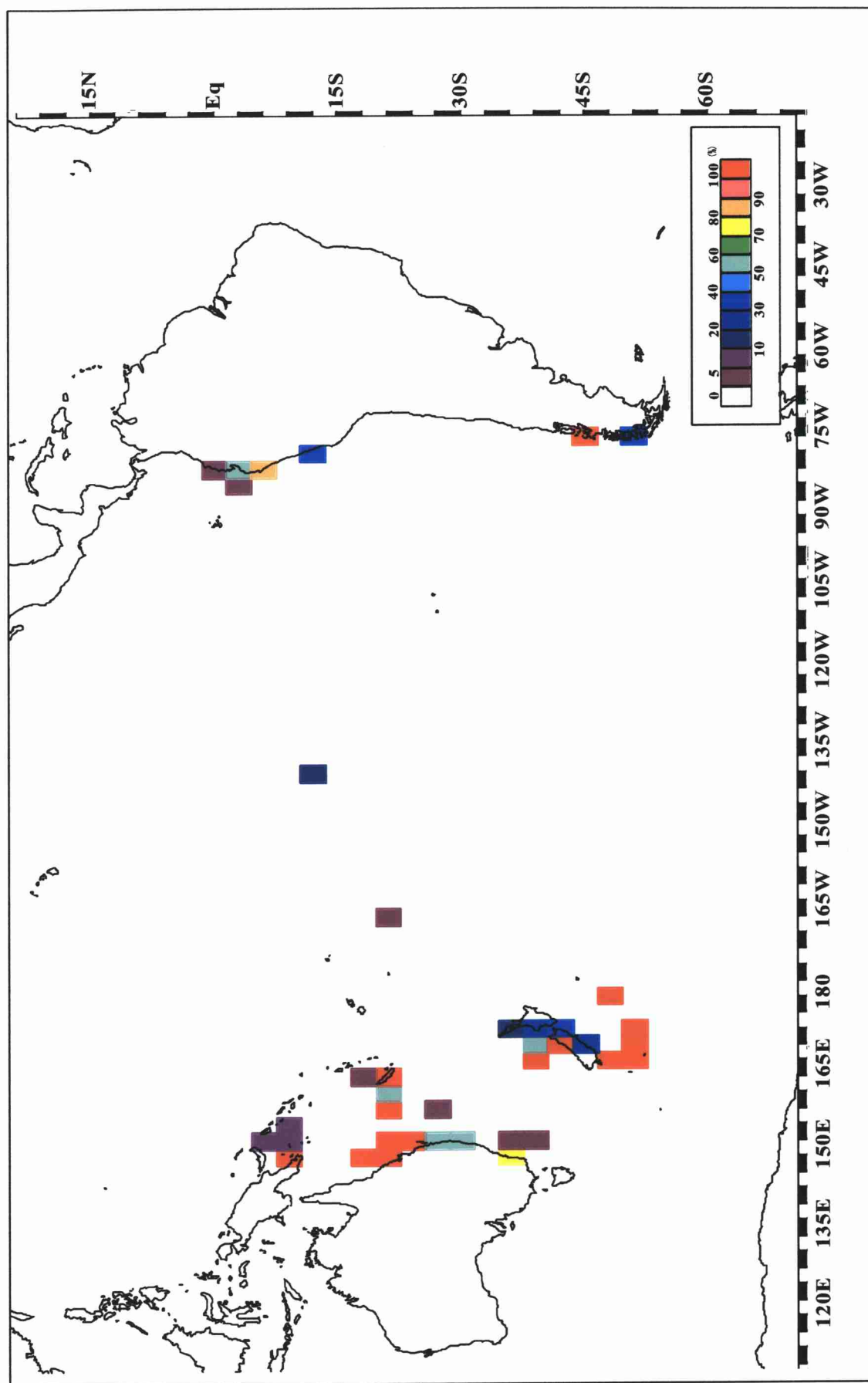


図3.8 図3.6と同じ。但し、滞在深度は1000m深。

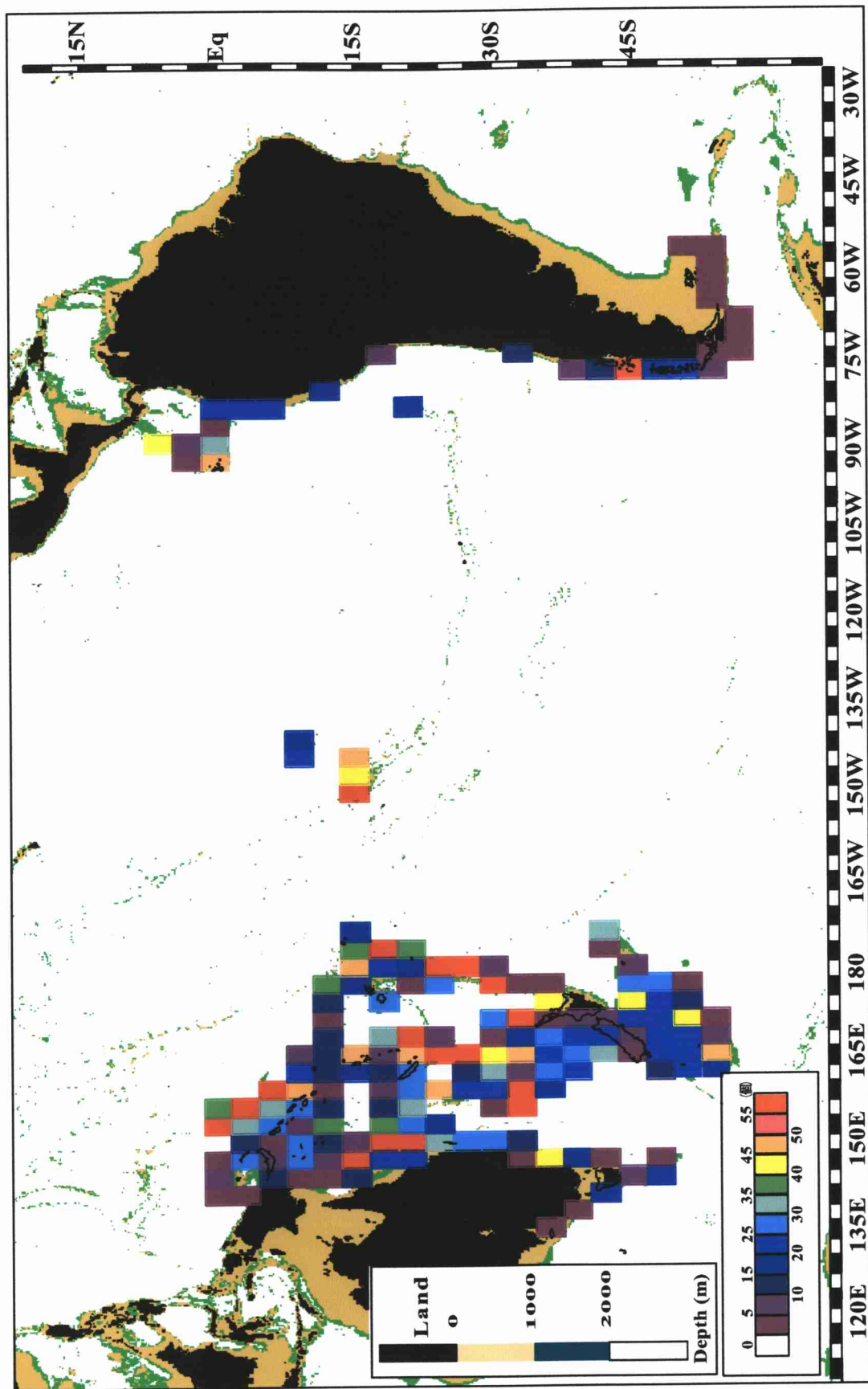


図3.9 南太平洋における粒子の着底個数。Park and Profileシミュレーションの場合に着底した個数。

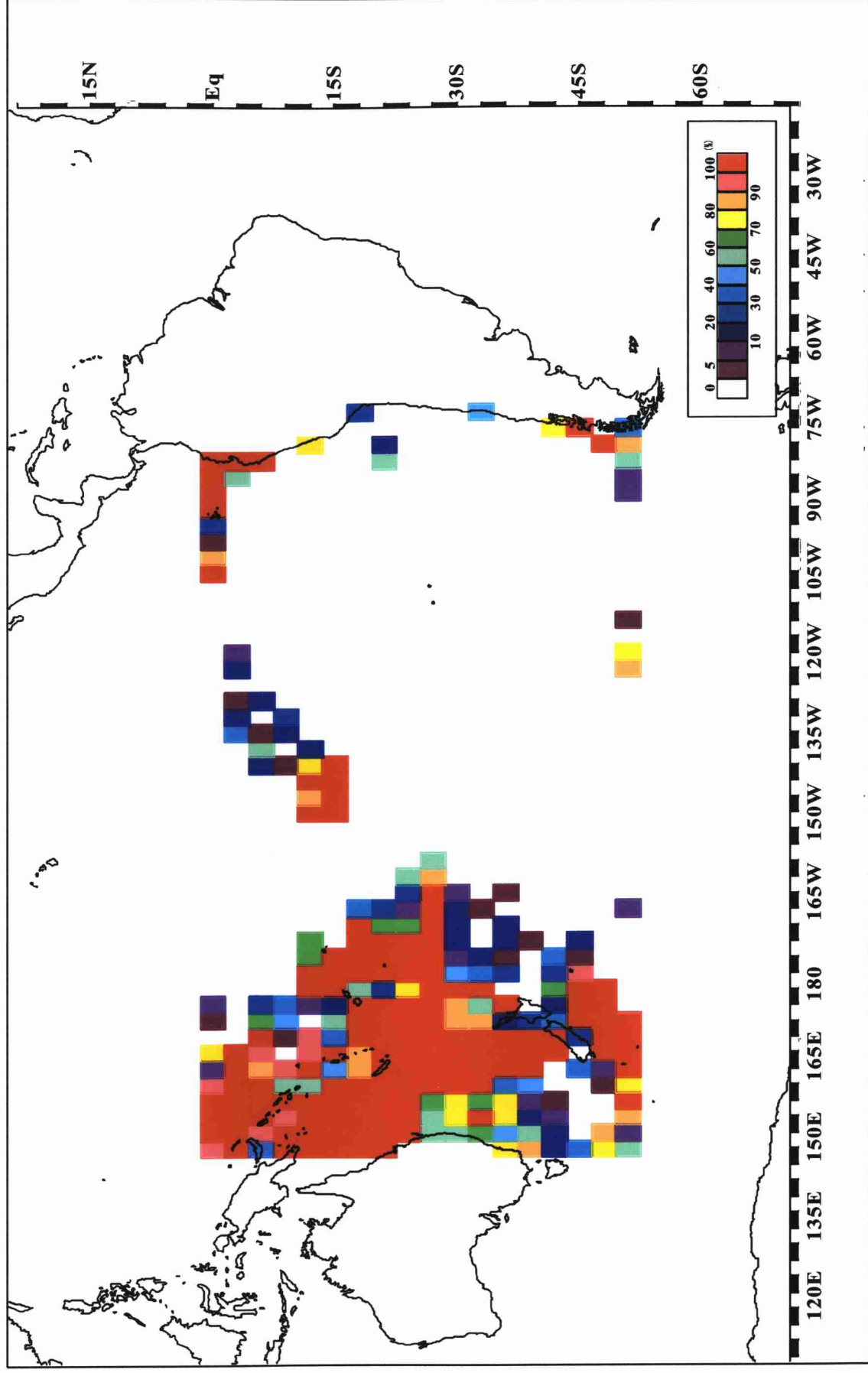


図3.10 南太平洋における着底粒子の初期位置別着底確率。Park and Profileシミュレーションの場合に着底した粒子を対象。

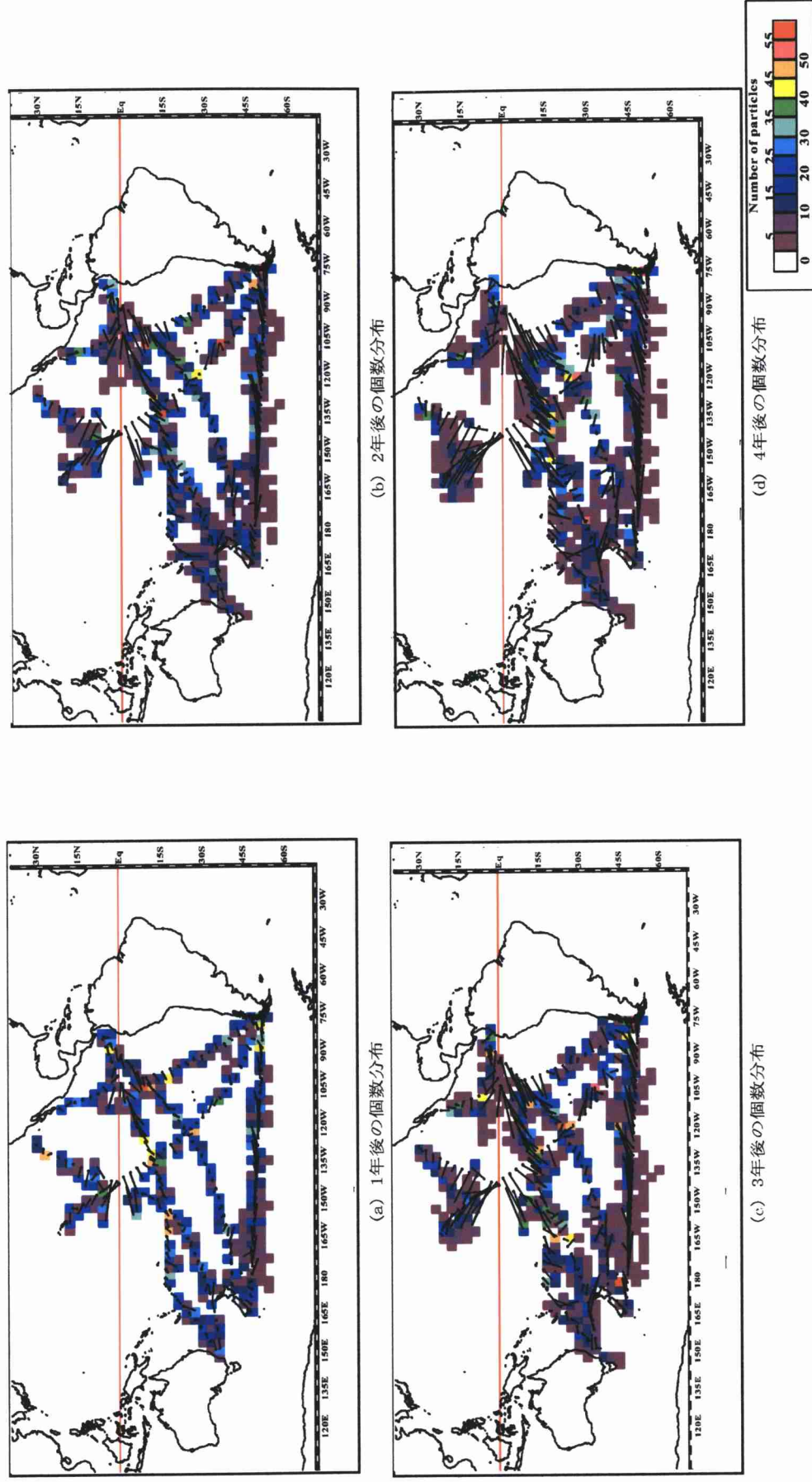
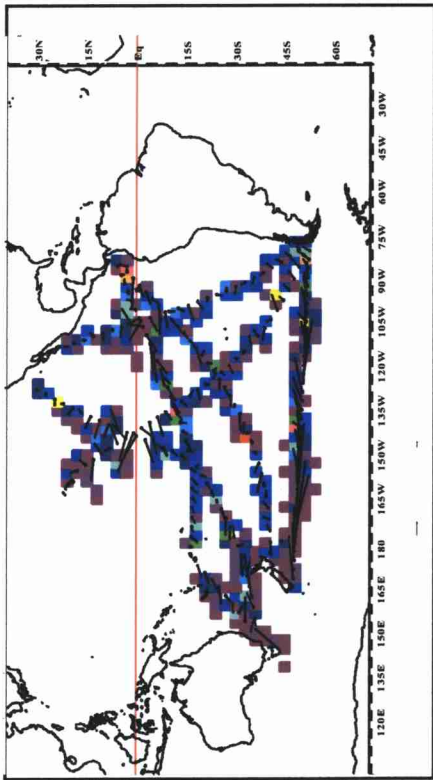
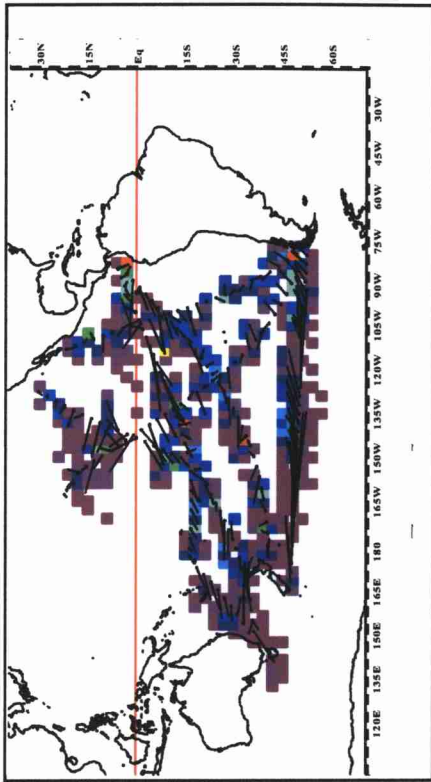


図3.11 “VOS”シミュレーションより得られた滞在深度2000m深における経過年数毎の粒子の個数分布。投入位置をドットで示す。“VOS”シミュレーションでは各ドットを中心とする $0.5^\circ$ 四方のボックス内に粒子を均等に25個ずつ配置した。その上で、粒子の経過年数後の位置をボックス毎に平均し、線で結んだ。

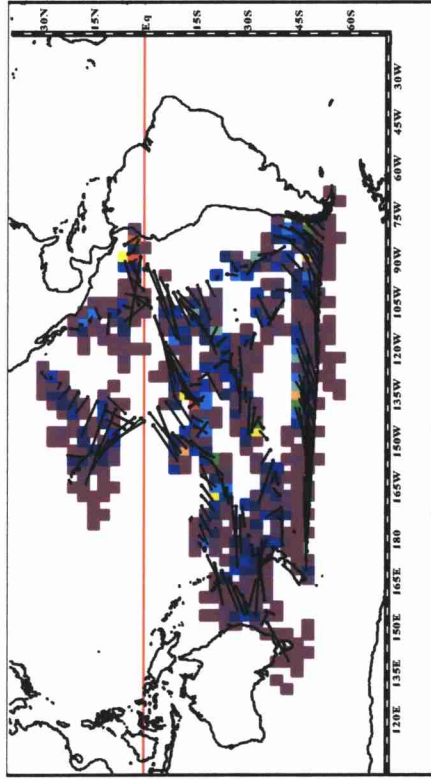




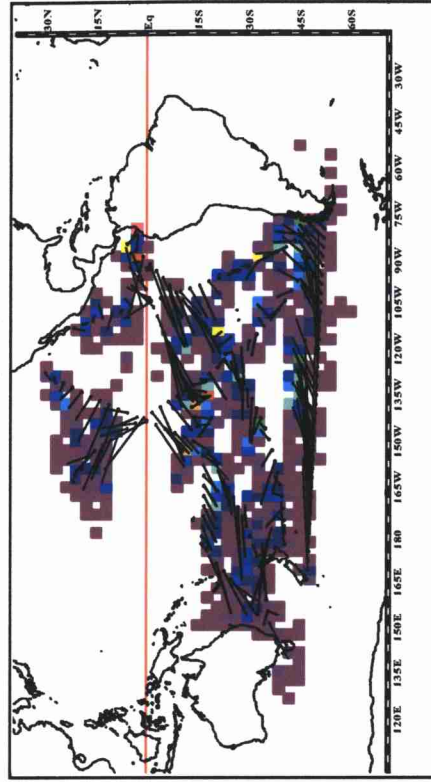
(a) 1年後の個数分布



(b) 2年後の個数分布



(c) 3年後の個数分布



(d) 4年後の個数分布

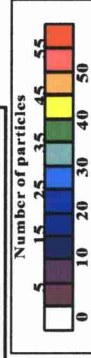


図3.12 図3.11と同じ。但し、滞在深度は1000m深。

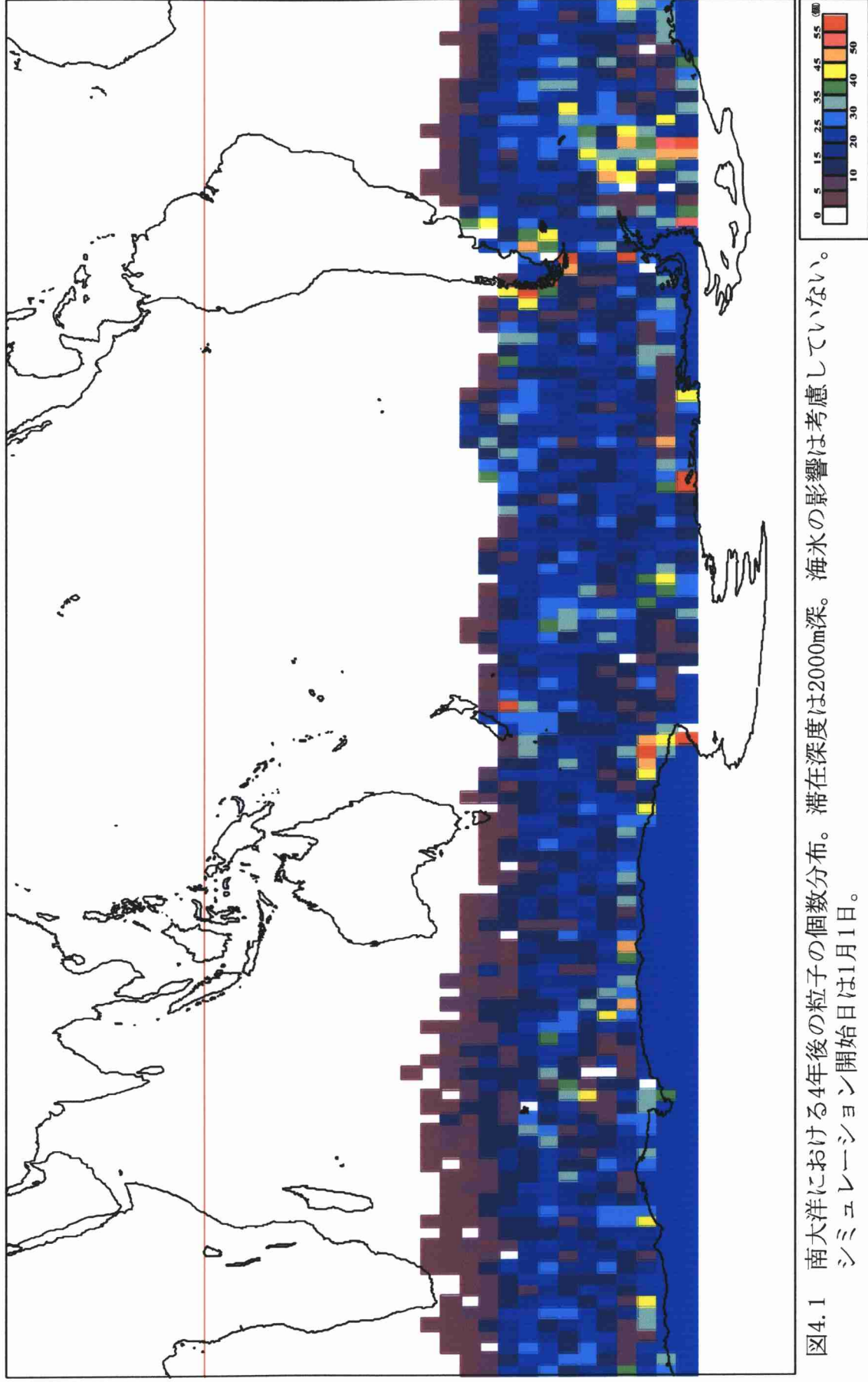


図4.1 南大洋における4年後の粒子の個数分布。滞在深度は2000m深。海水の影響は考慮していない。  
シミュレーション開始日は1月1日。

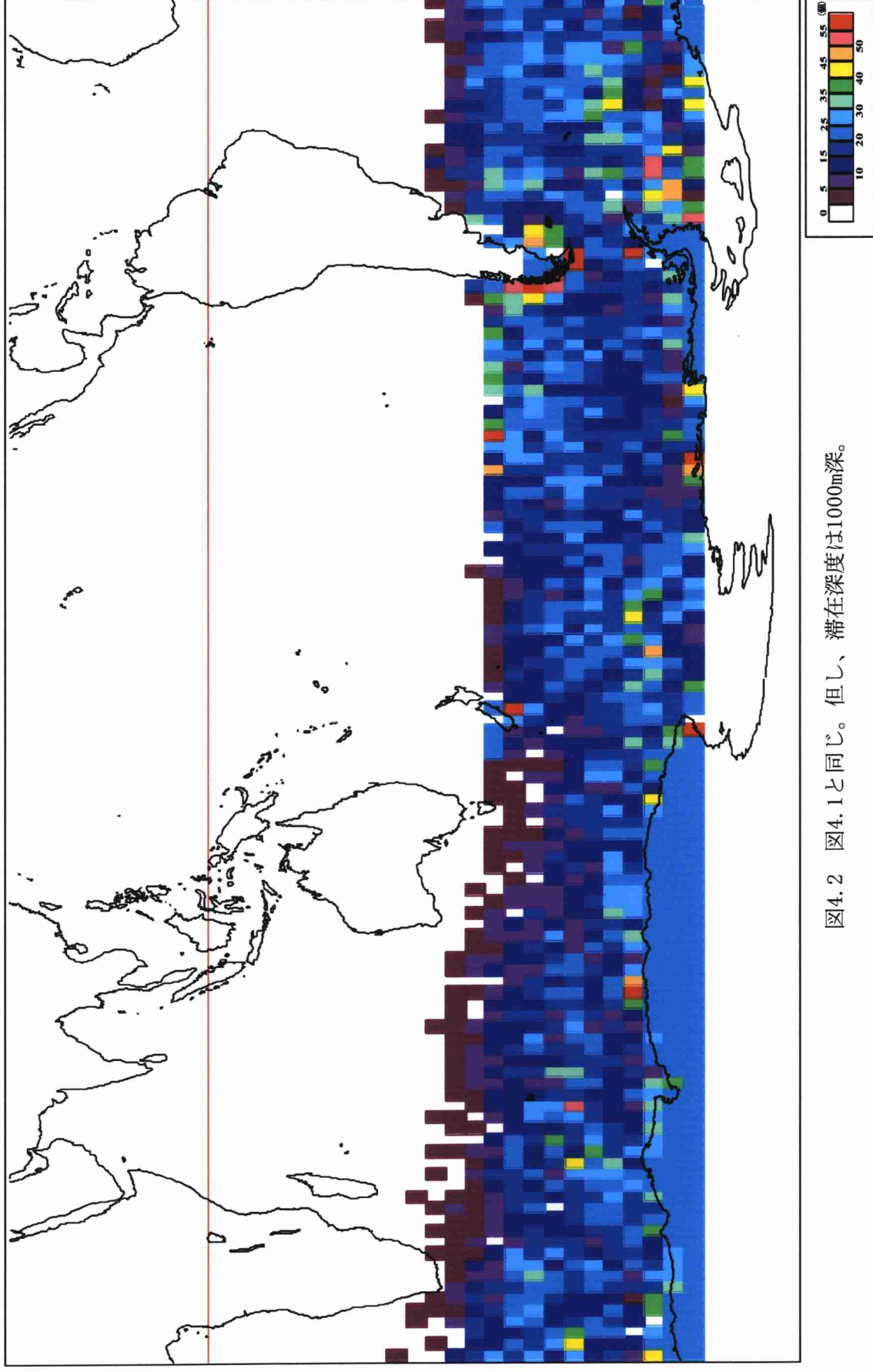


図4.2 図4.1と同じ。但し、滞在深度は1000m深。

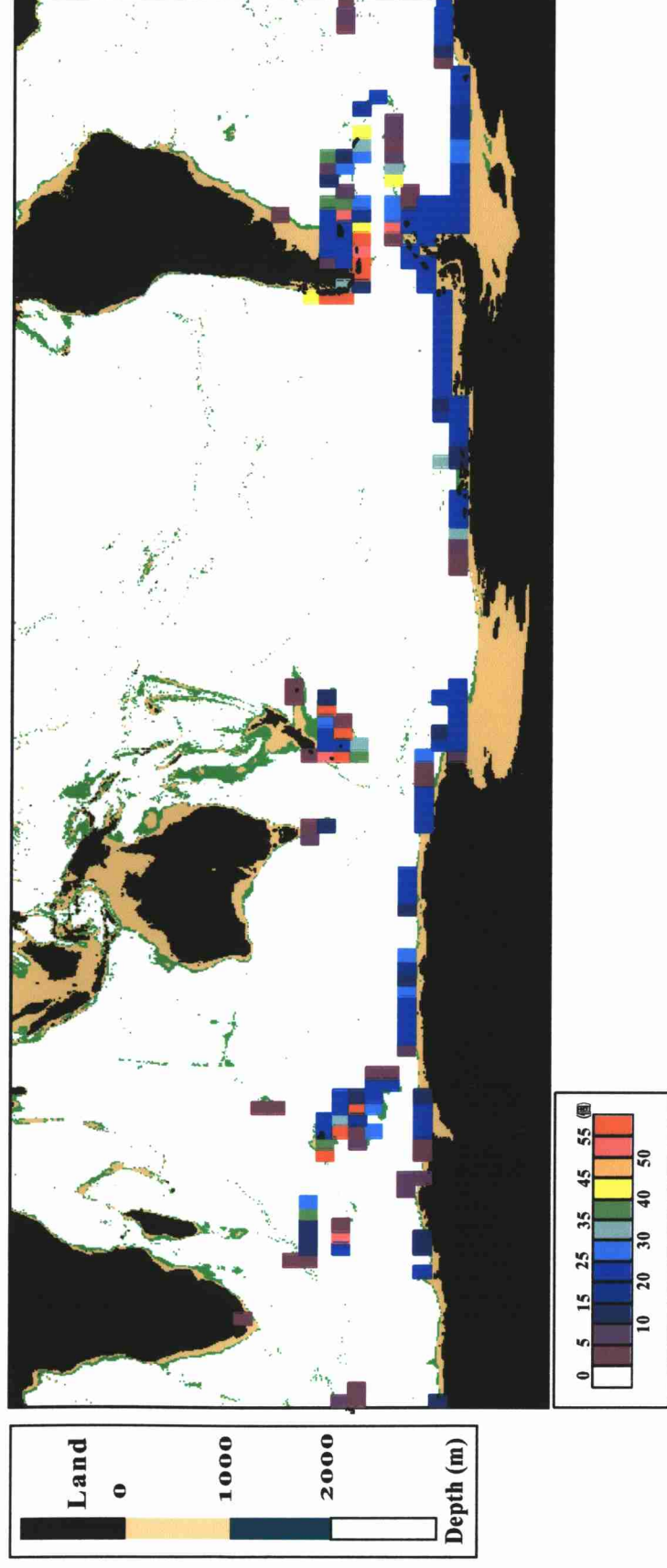


図4.3 南大洋における粒子の着底個数。滞在深度は2000m深。滞在深度で漂流中または沈降途中に着底した個数。



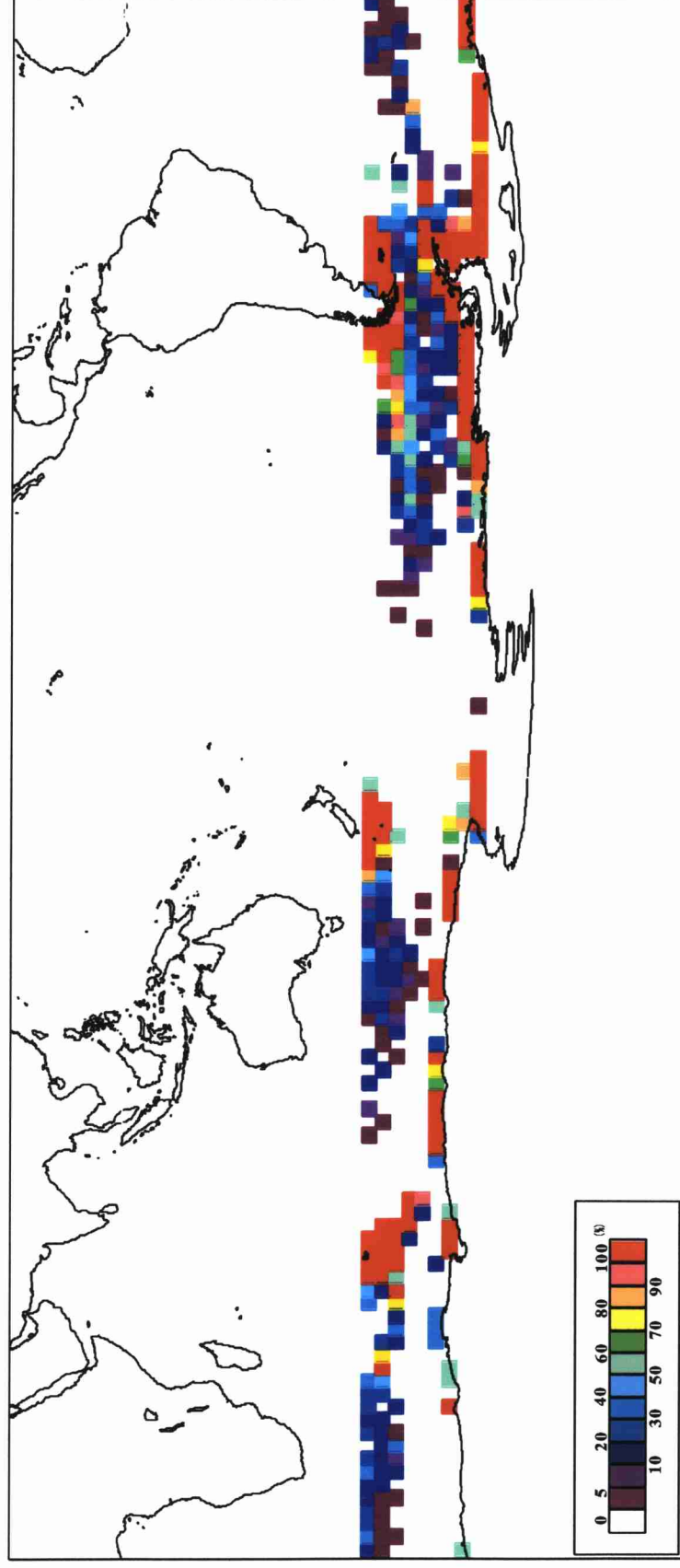


図4.4 南大洋における着底粒子の初期位置別着底確率(%)。滞在深度は2000m深。

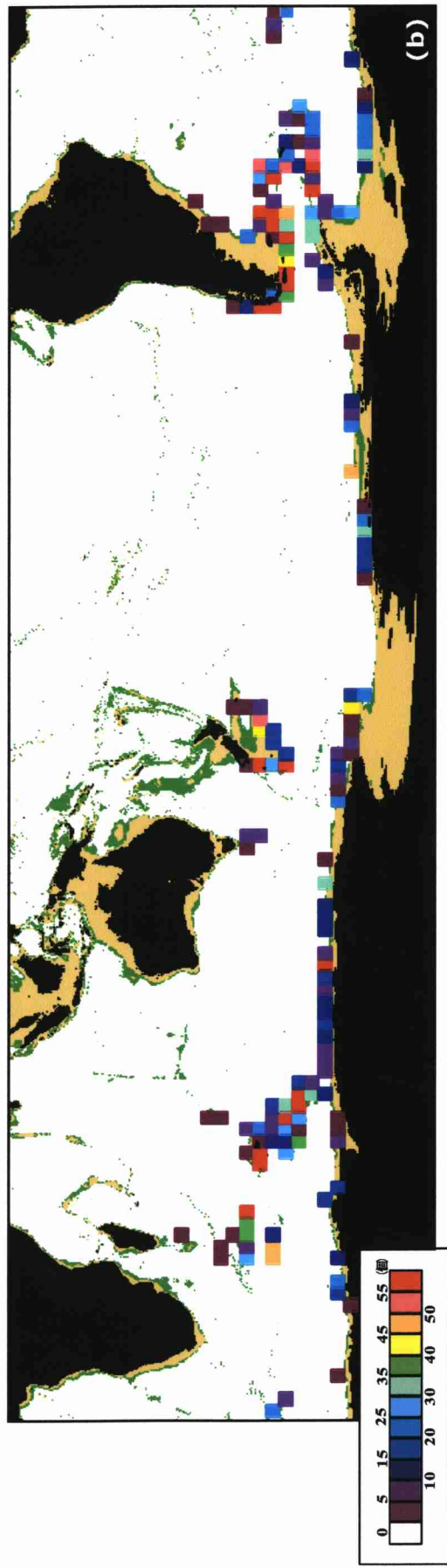
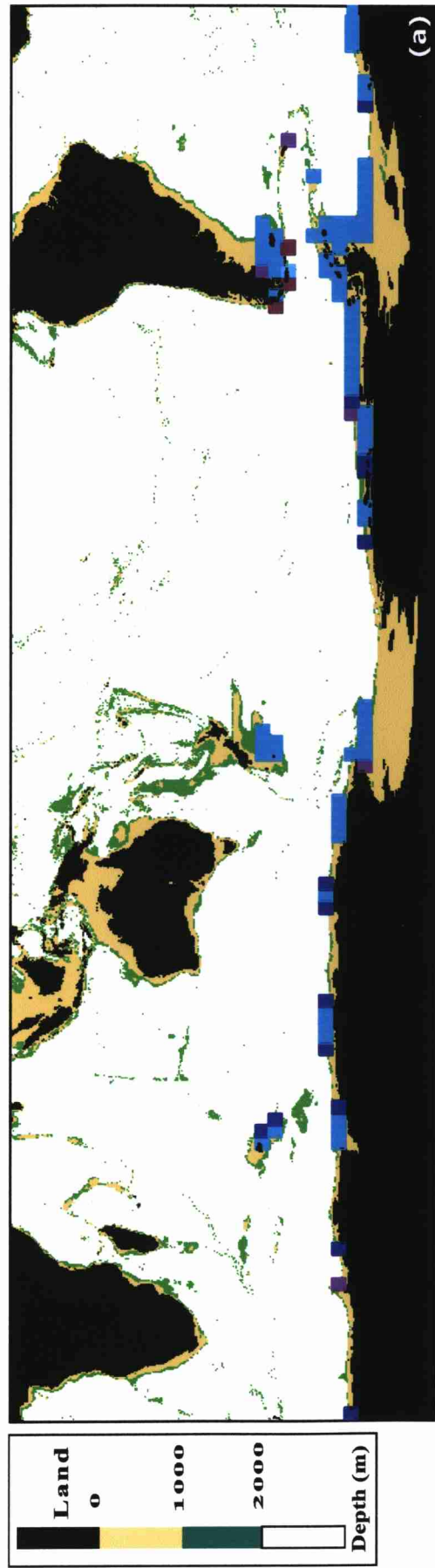


図4.5 南大洋における粒子の着底個数。(a) 図4.3と同じ。但し、滞在深度は1000m深。(b) Park and Profileシミュレーションの場合に着底した個数。

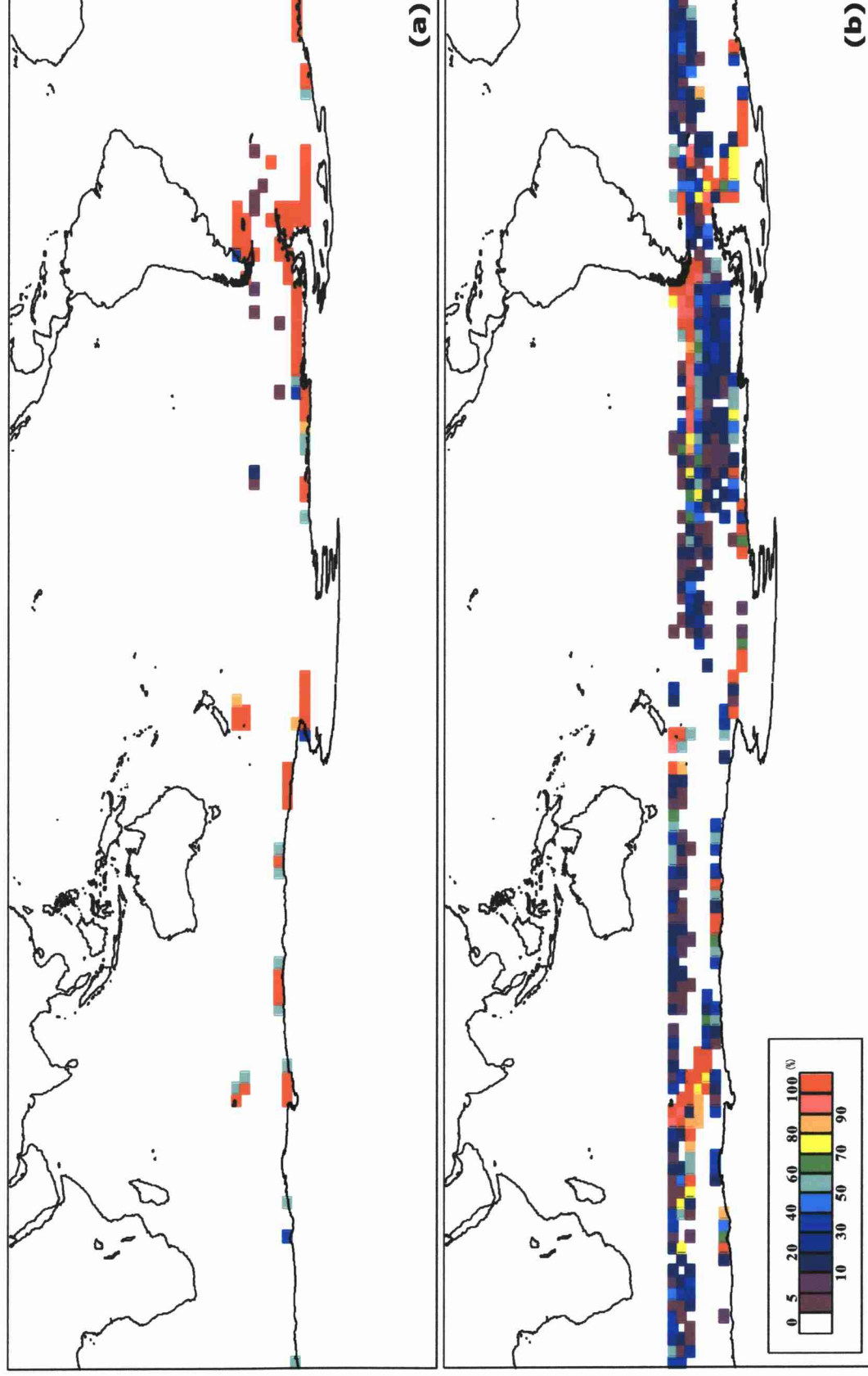
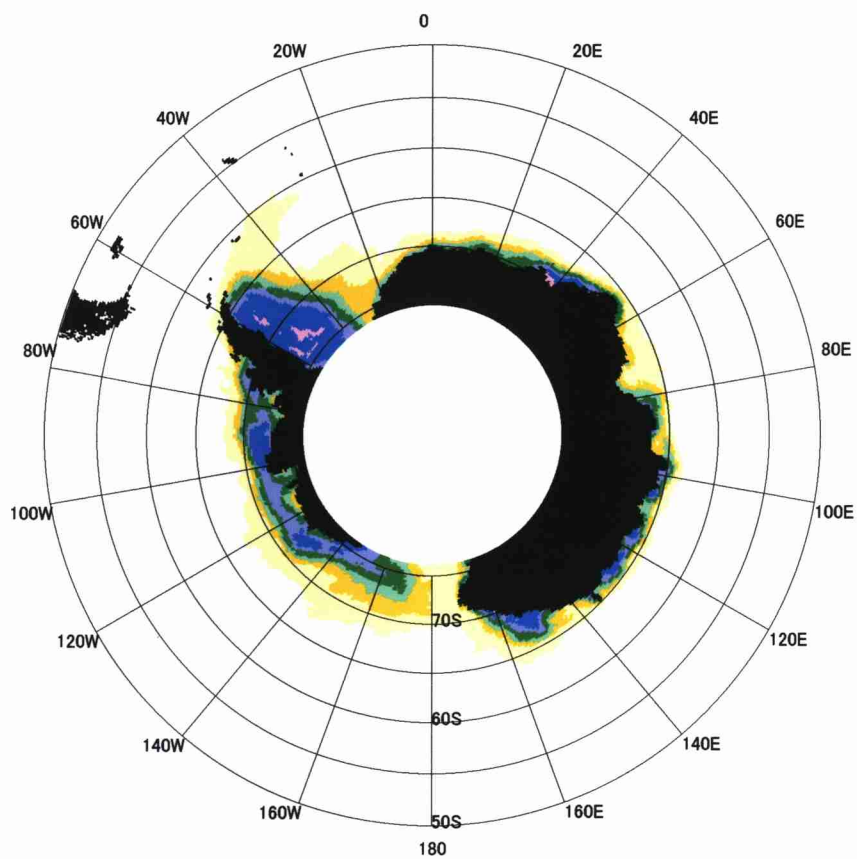


図4.6 南大洋における着底粒子の初期位置別着底確率(%)。(a)図4.4と同じ。但し、滞在深度は1000m深。  
(b) Park and Profileシミュレーションの場合に着底した粒子を対象。

第 60 日目(最小)



第 100 日目

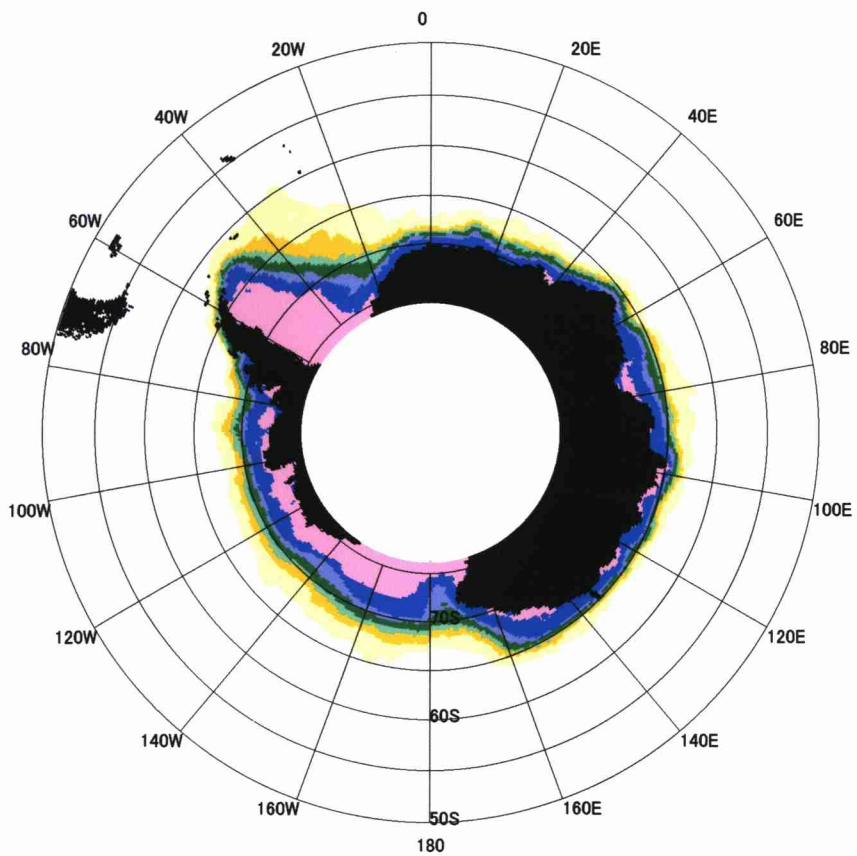
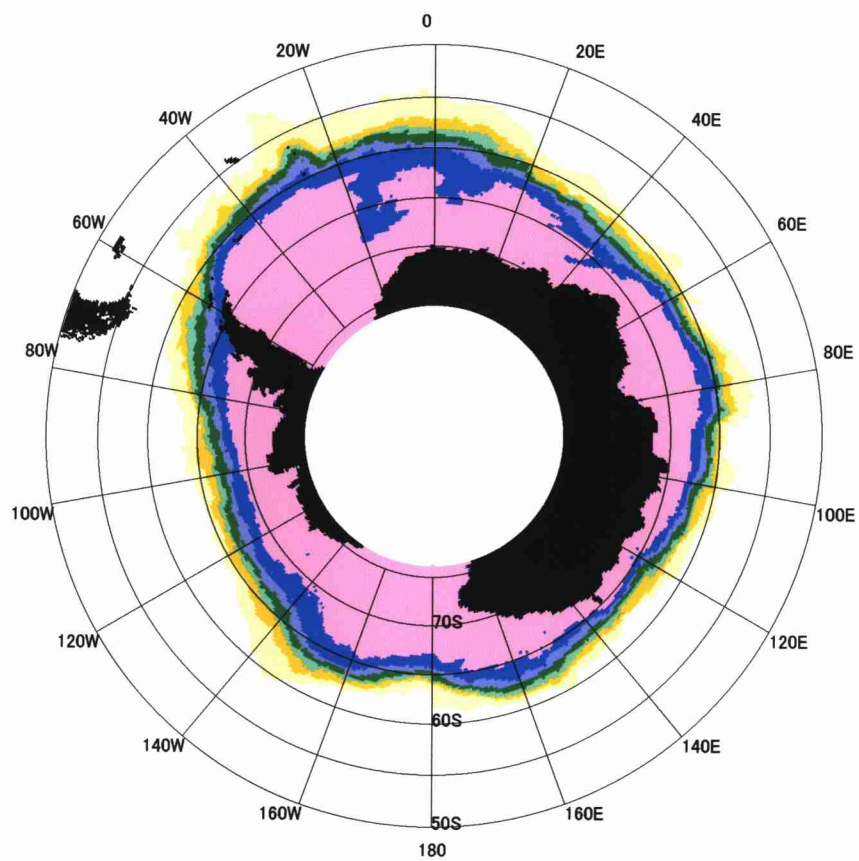


図 4.7(a) 南大洋における格子毎の 10 日平均海氷密接度分布



第 200日目



第 230日目(最大)

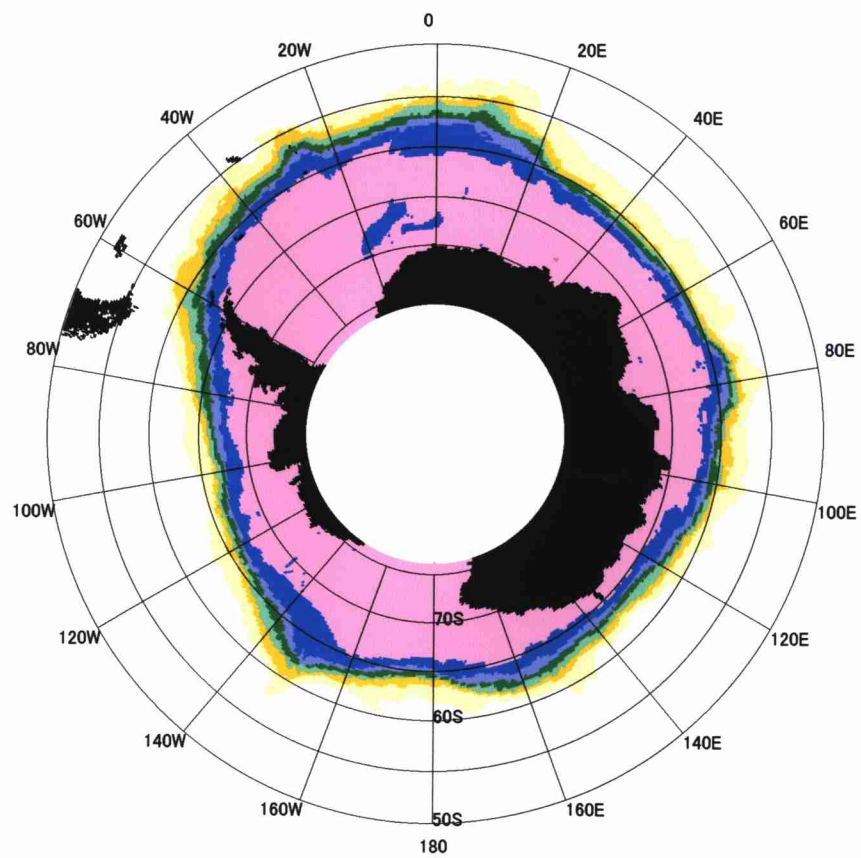
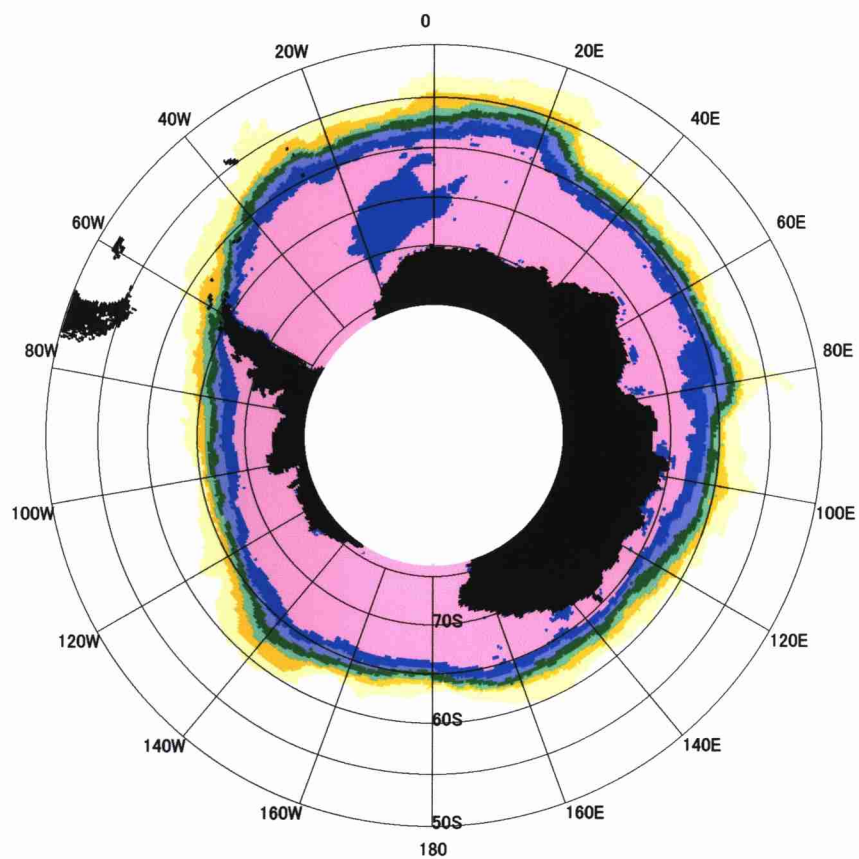


図 4.7 (b) 南大洋における格子毎の 10 日平均海水氷密接度分布

第 300日目



第 350日目

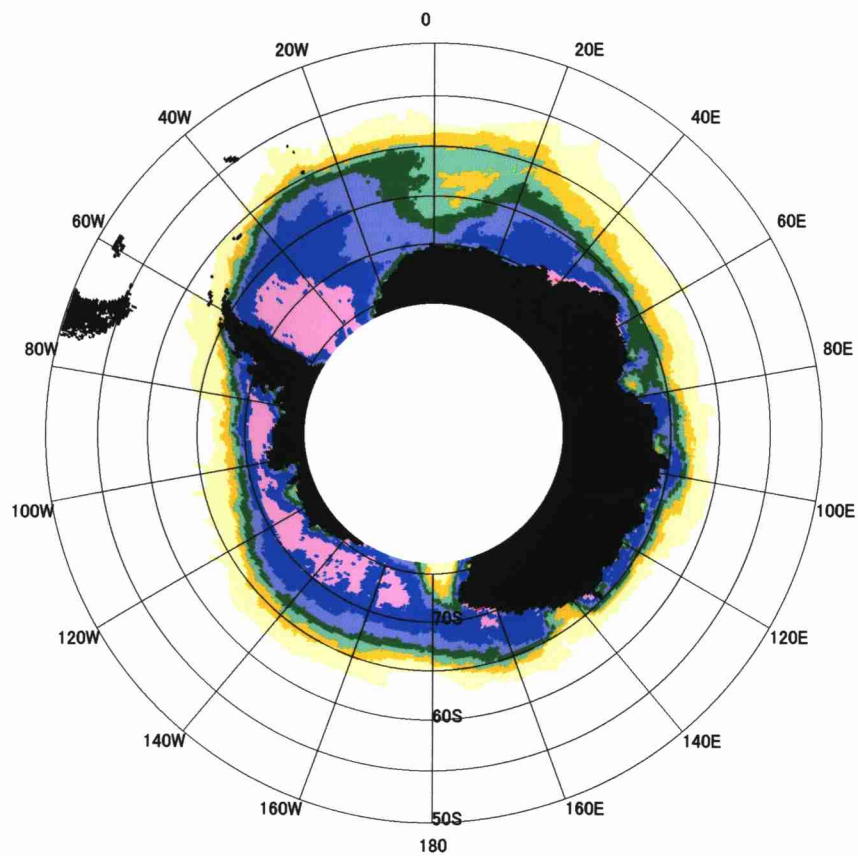
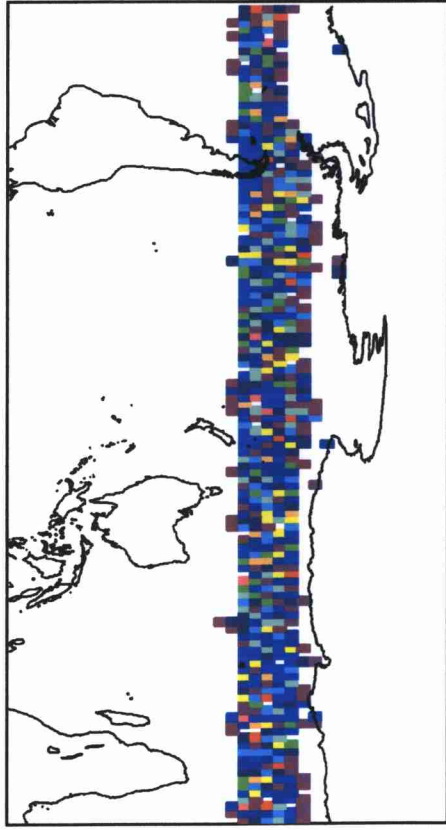
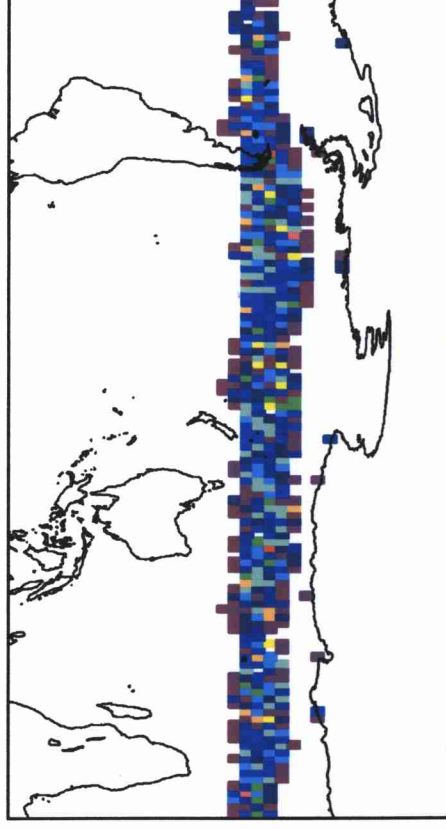


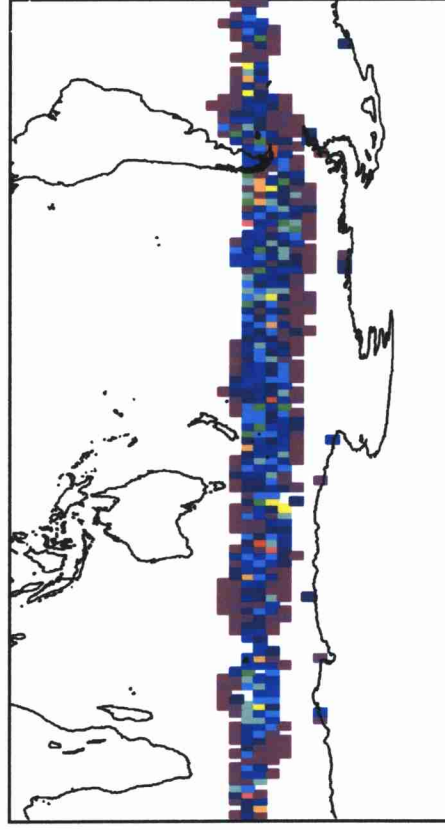
図 4.7(c) 南大洋における格子毎の 10 日平均海氷密度分布



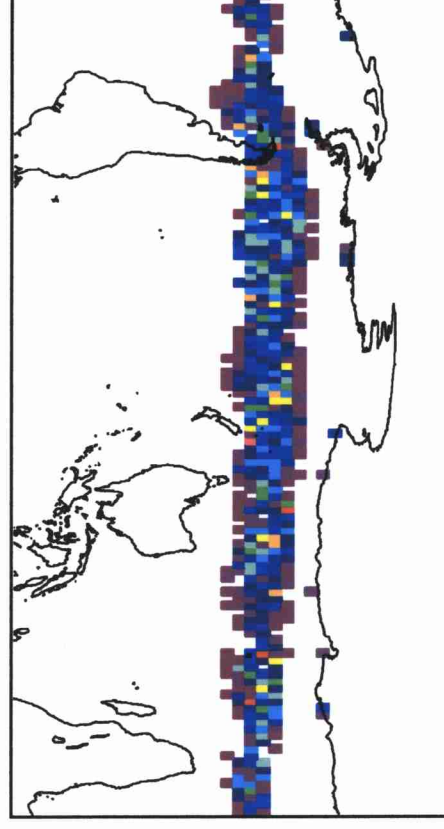
(a) 100日後の個数分布



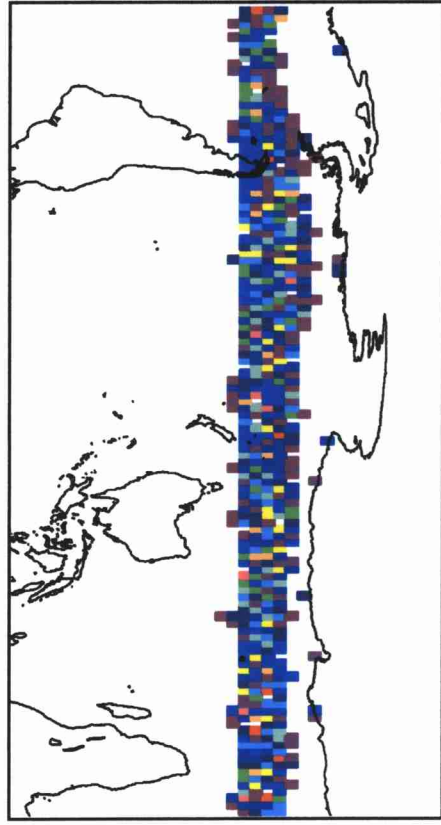
(b) 200日後の個数分布



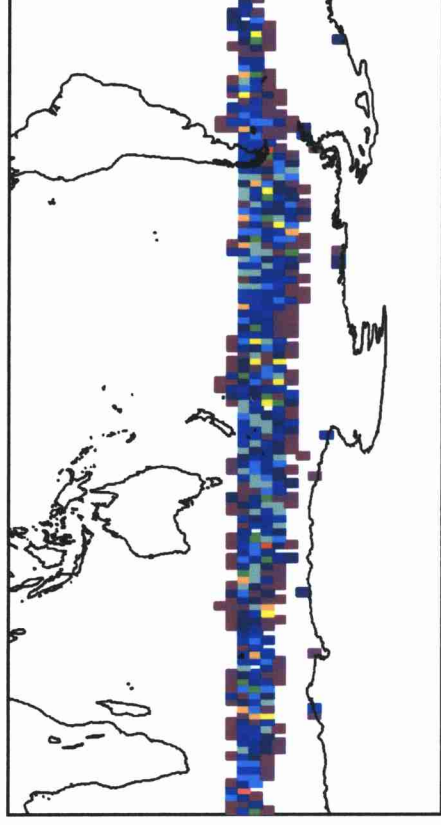
(c) 300日後の個数分布



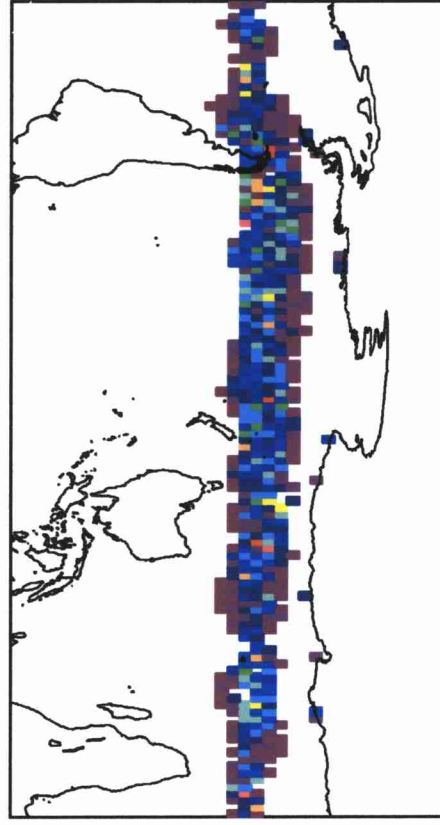
(d) 350日後の個数分布  
 図4.8 南大洋における海水分布を考慮した粒子の個数分布。滞在深度は2000m深。  
 シミュレーション開始日は1月1日。



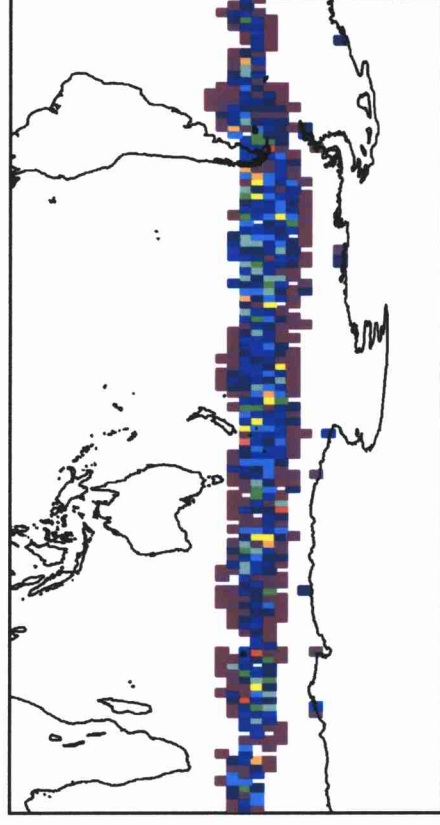
(a) 100日後の個数分布



(b) 200日後の個数分布



(c) 300日後の個数分布



(d) 400日後の個数分布

図4.9 図4.8と同じ。但し、シミュレーション開始日を海水分布から海水の張り出しが最も少ないと考えられる3月2日とした。



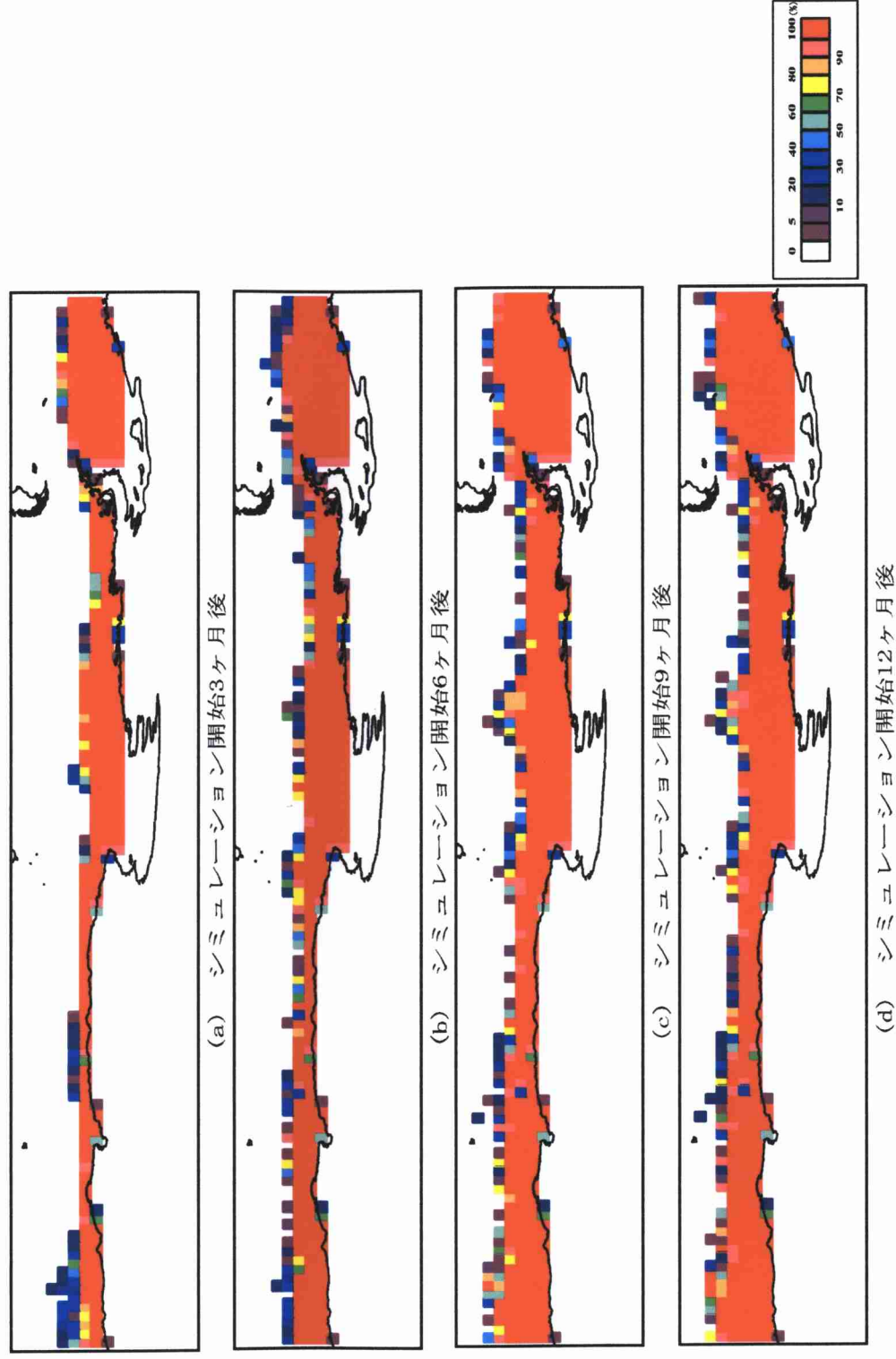


図4.10 南大洋において海氷の影響を受けてロスした粒子の初期位置別ロスト率(%)。  
シミュレーション開始日は1月1日。

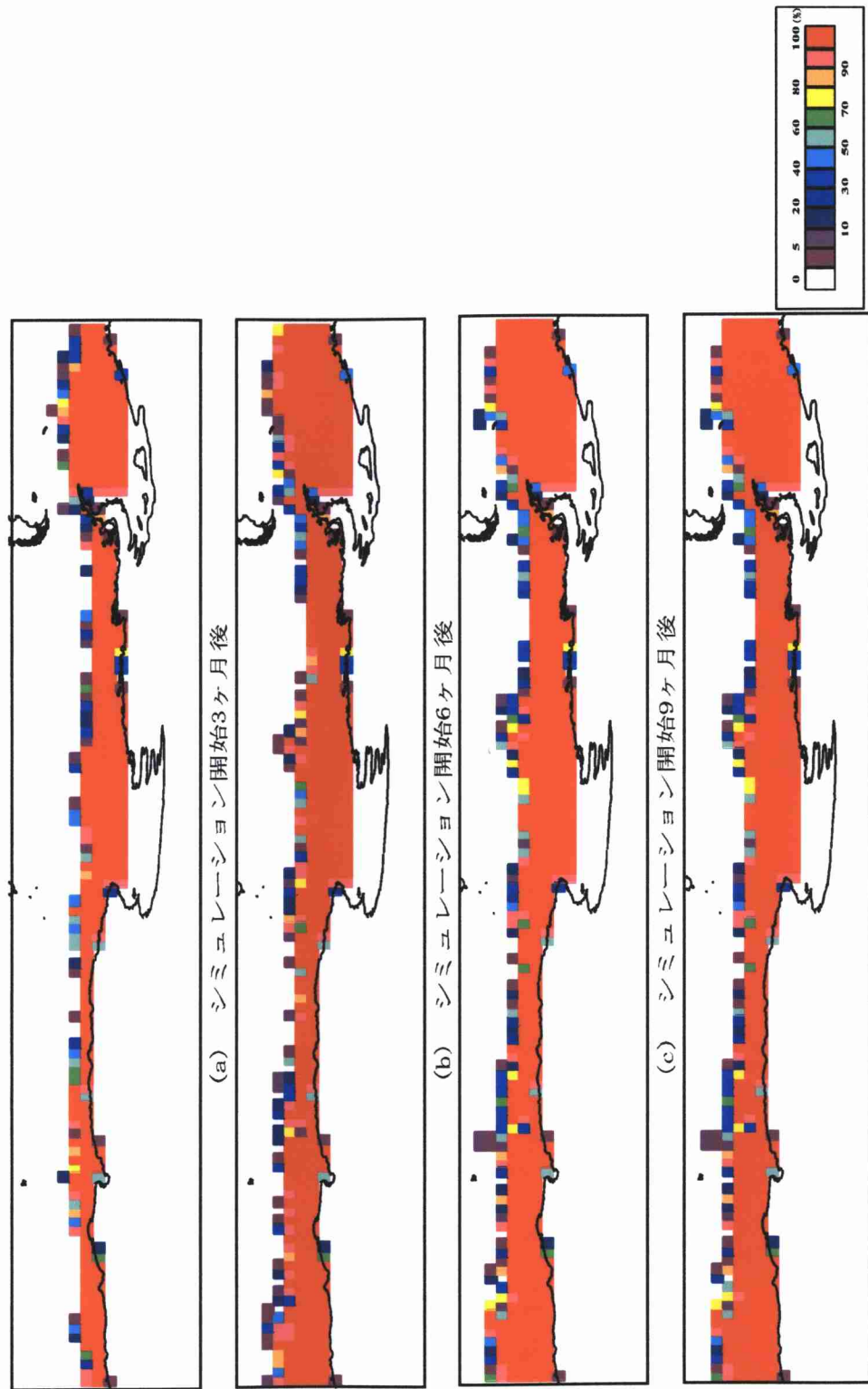


図4.11 図4.10と同じ。但し、シミュレーション開始日は海水分布から海氷の影響がもっとも少ないと考えられる3月2日とした。

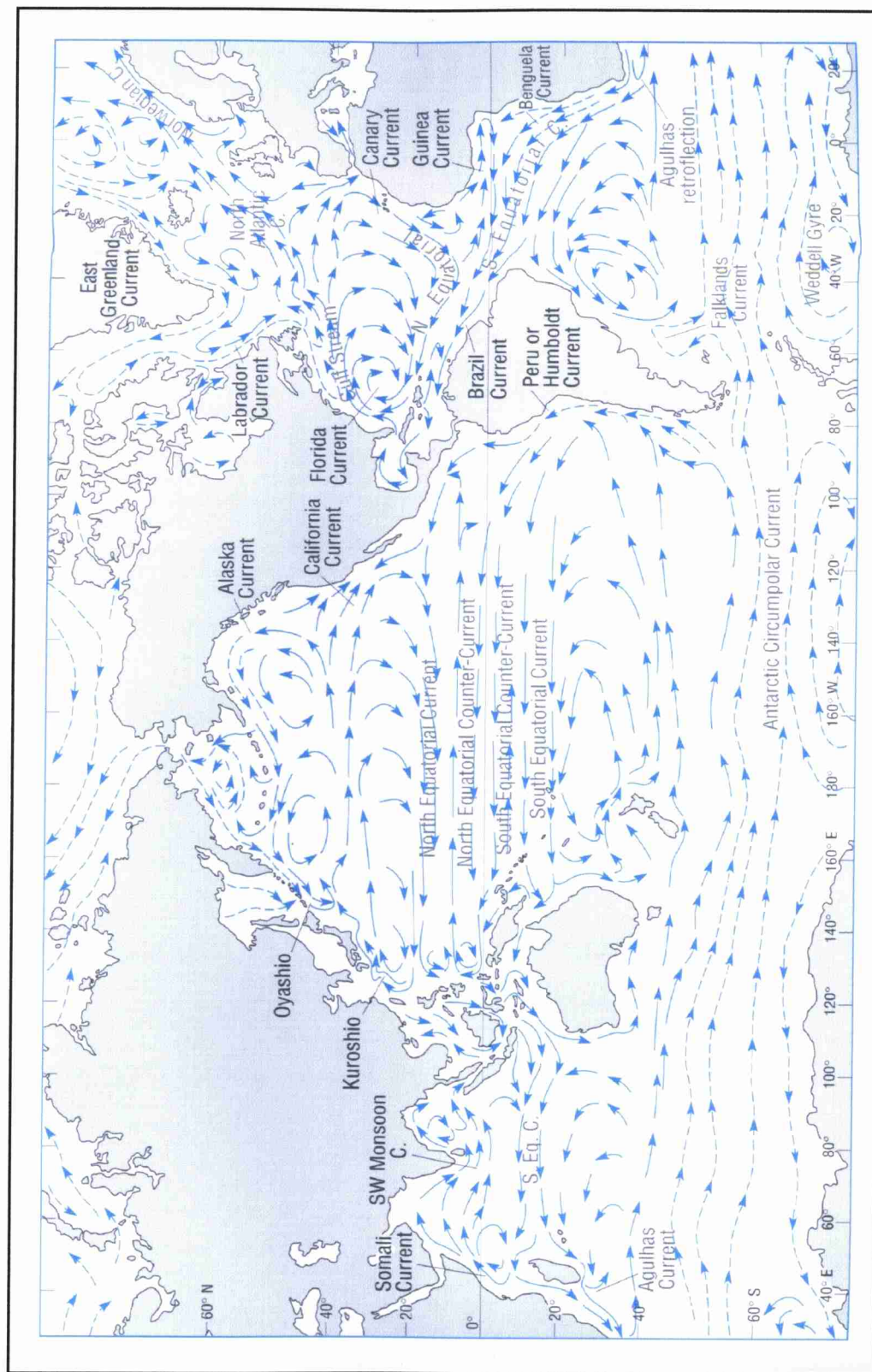


図5.1 全海洋における表層海流系。寒流系は破線矢印で、暖流系は実線矢印でそれぞれ示す<sup>(12)</sup>。

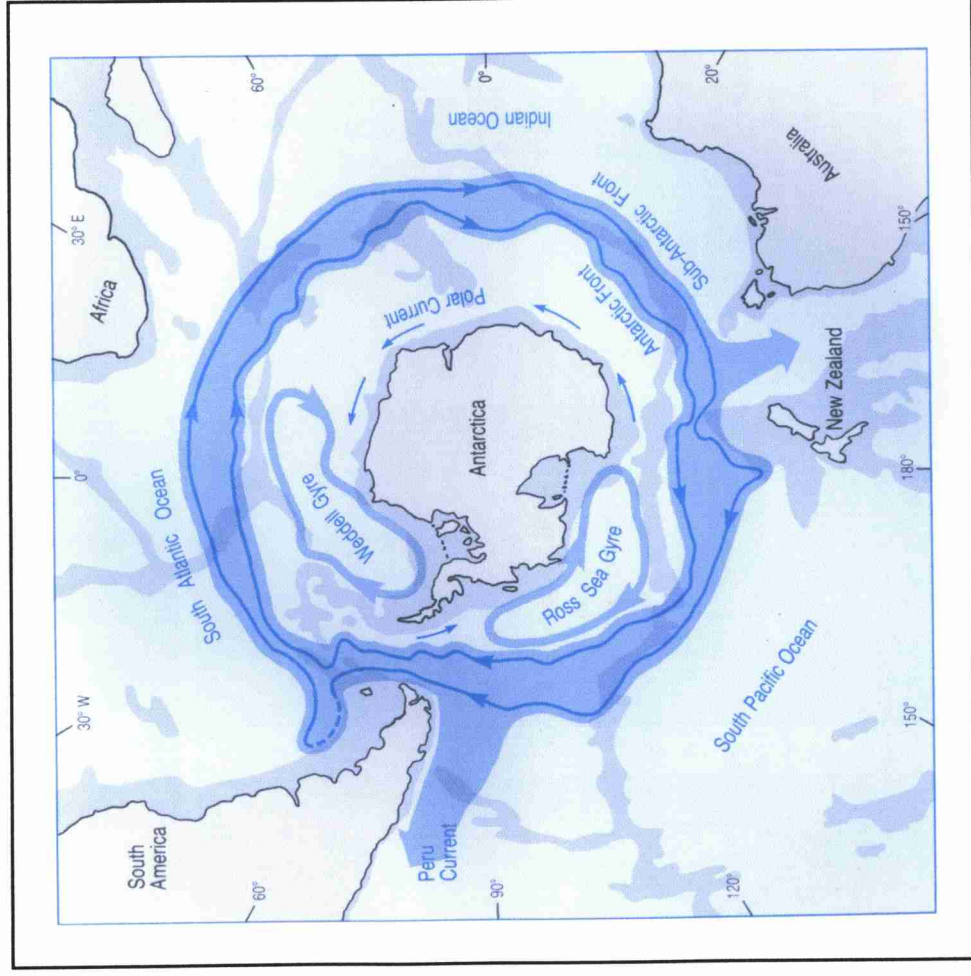


図5.2 南極環流の平均流路。青帯で示したものが南極環流の平均流路である。フロントとは、塩分や密度の大きく異なる境界である。<sup>(12)</sup>



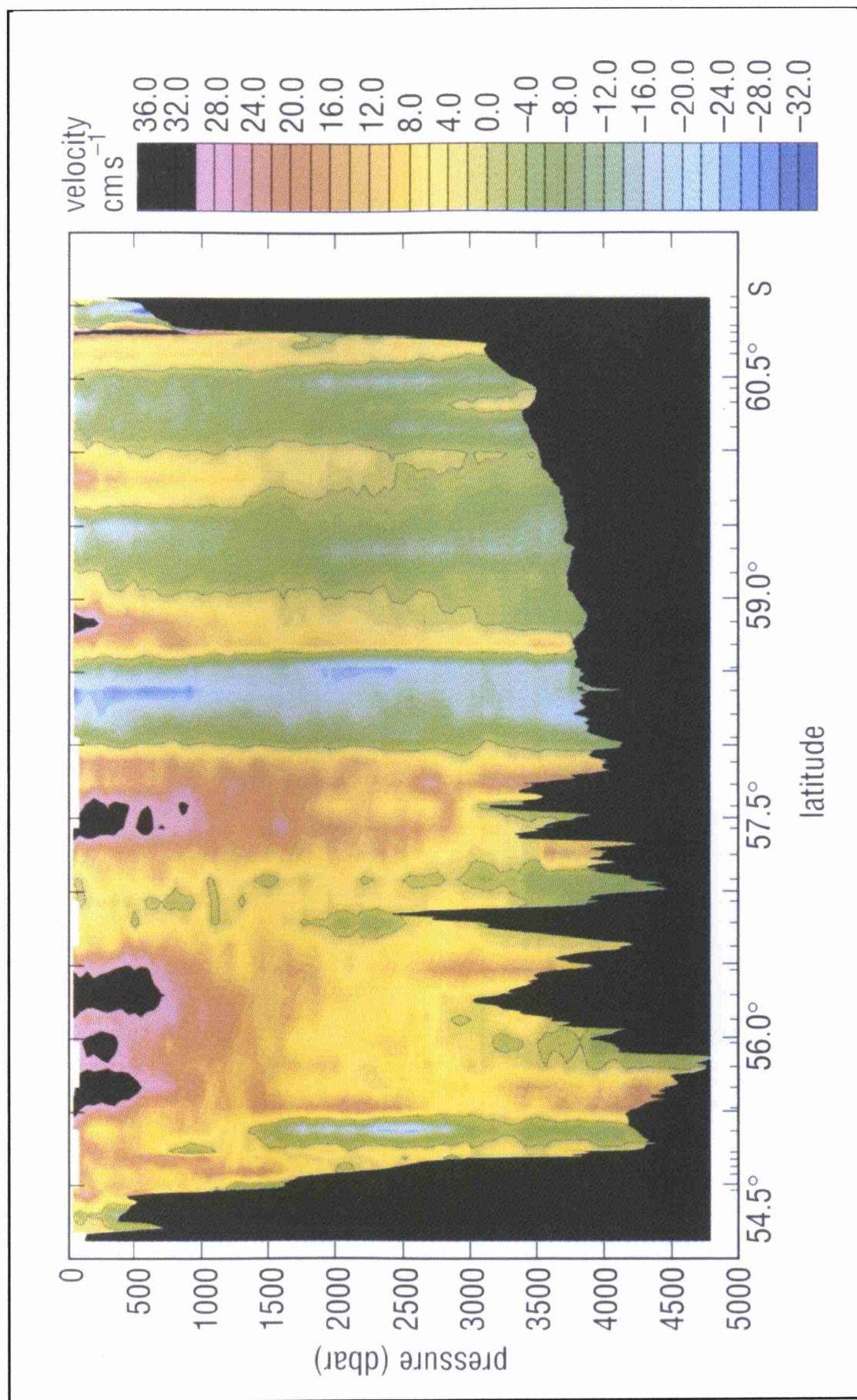


図5.3 ドレーク海峡における南極環流の流速の南北鉛直断面。暖色は東流、寒色は西流をそれぞれ示す<sup>(12)</sup>。



図5.4 Hellerman and Rosenstein(1983)の海面風応力の年平均

— : 1dyn/cm<sup>2</sup>

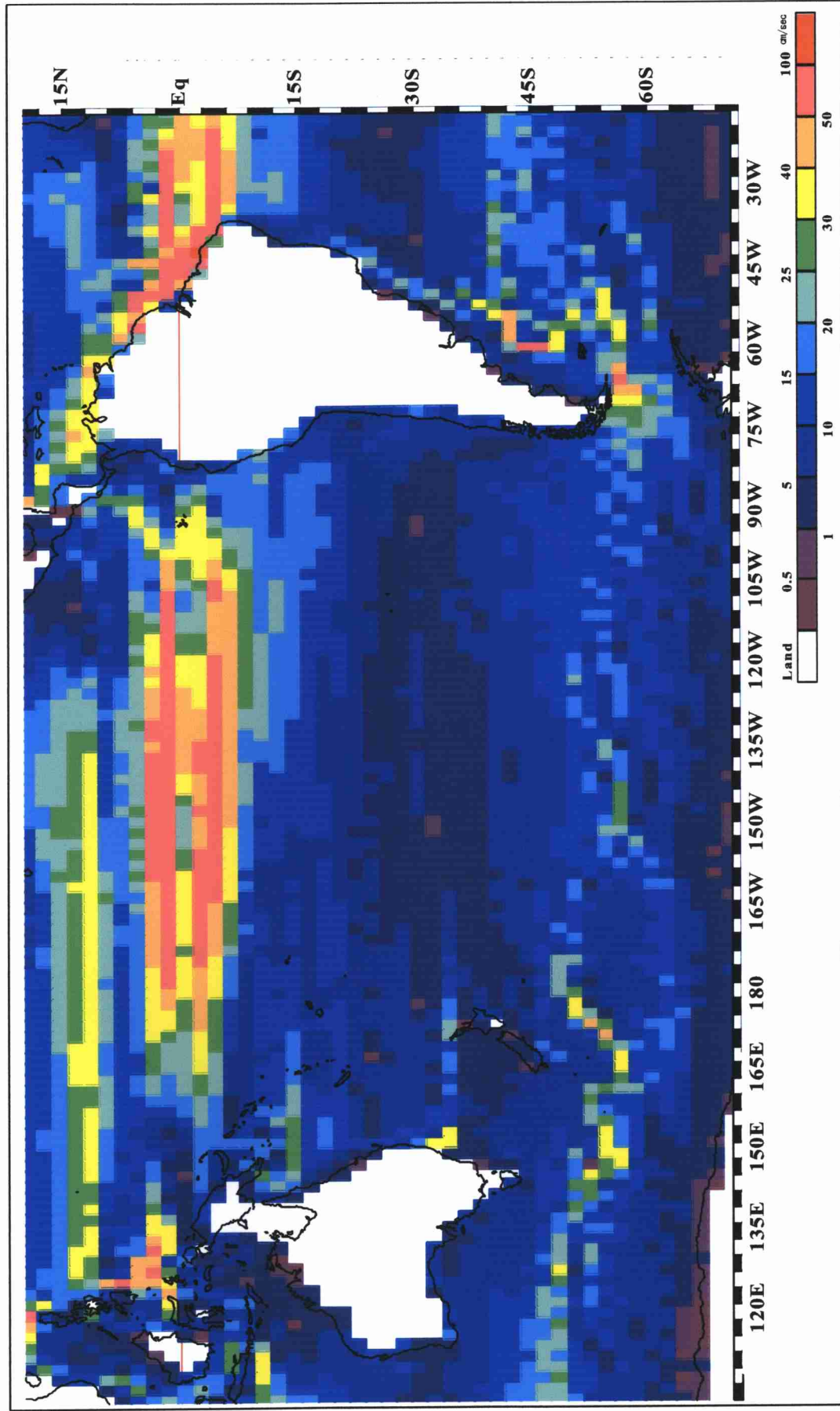


図5.5 シミュレーションに用いたモデルの海面の流速分布



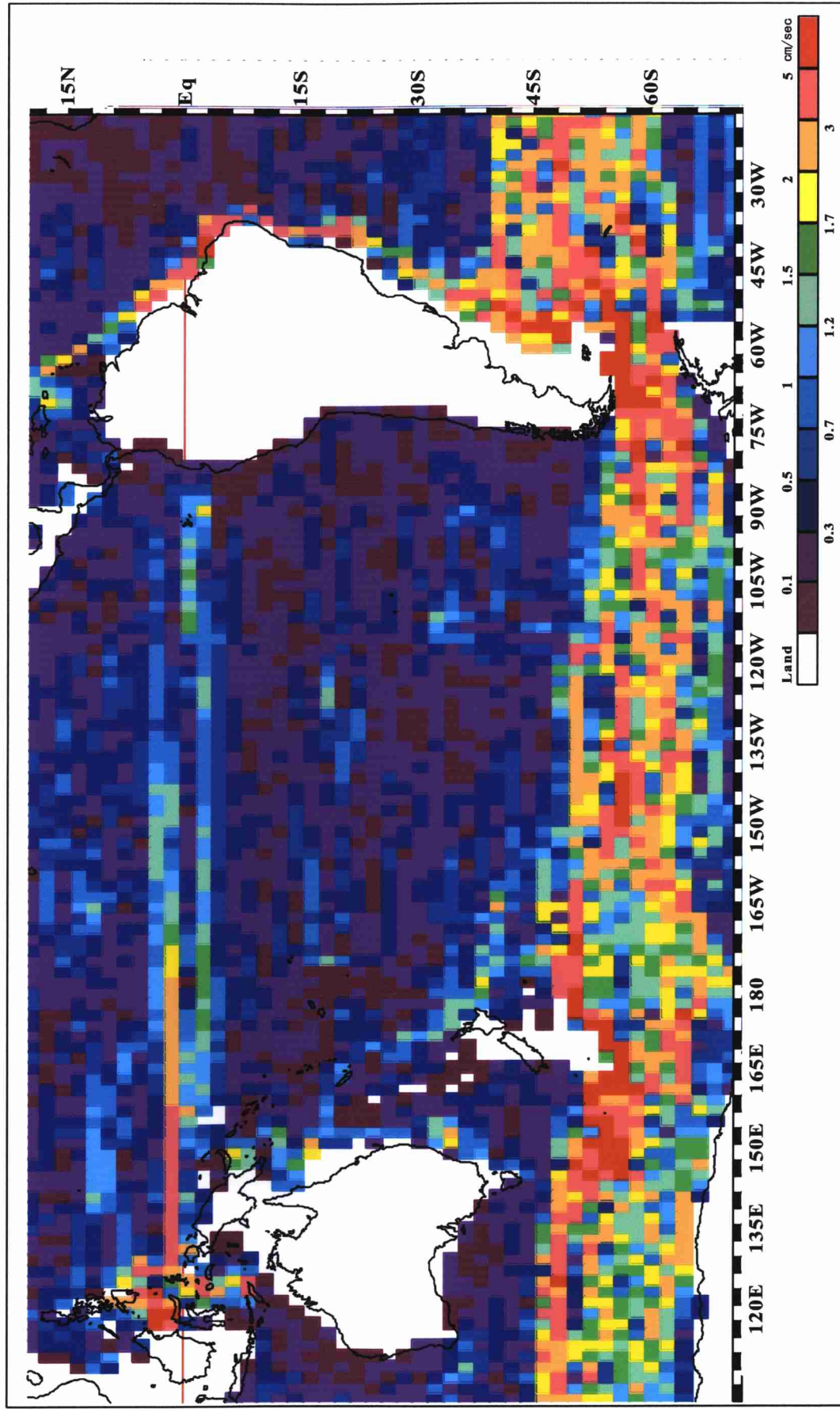


図5.6 図5.5と同じ。但し、2000m深の流速分布。



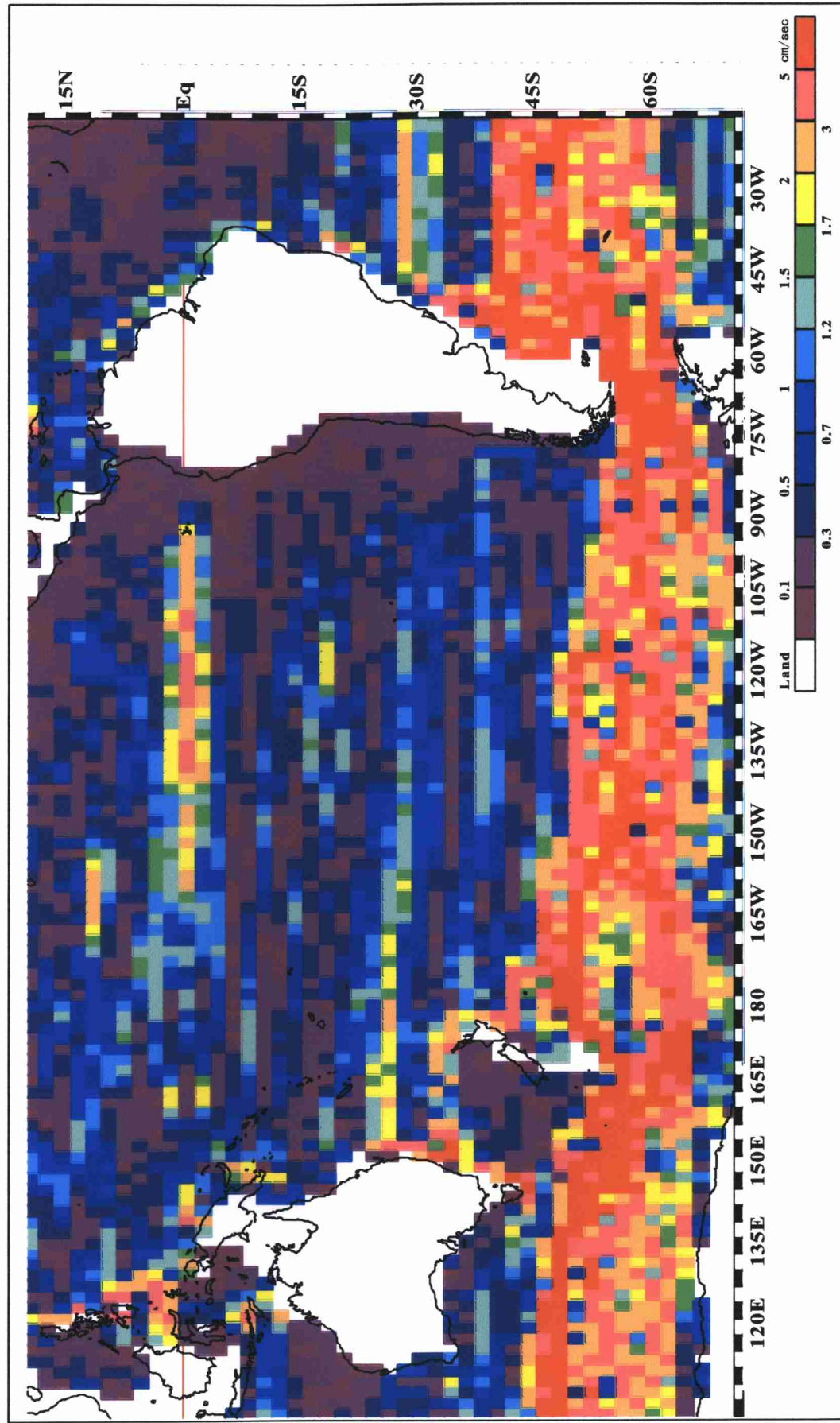


図5.7 図5.5.と同じ。但し、1000m深の流速分布。

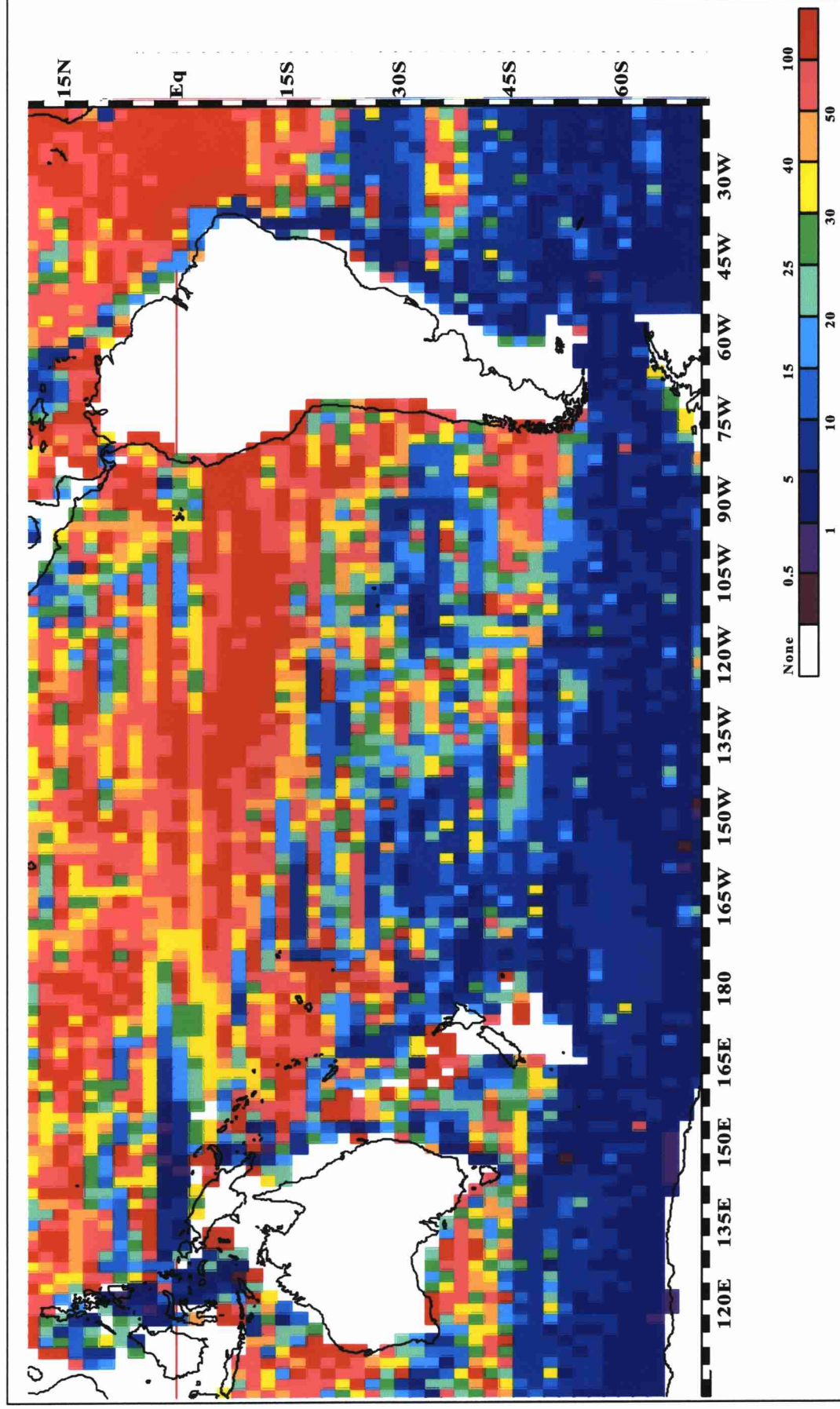


図5.8 シミュレーションに用いたモデルの海面と2000m深の流速比。基準は2000m深の流速。



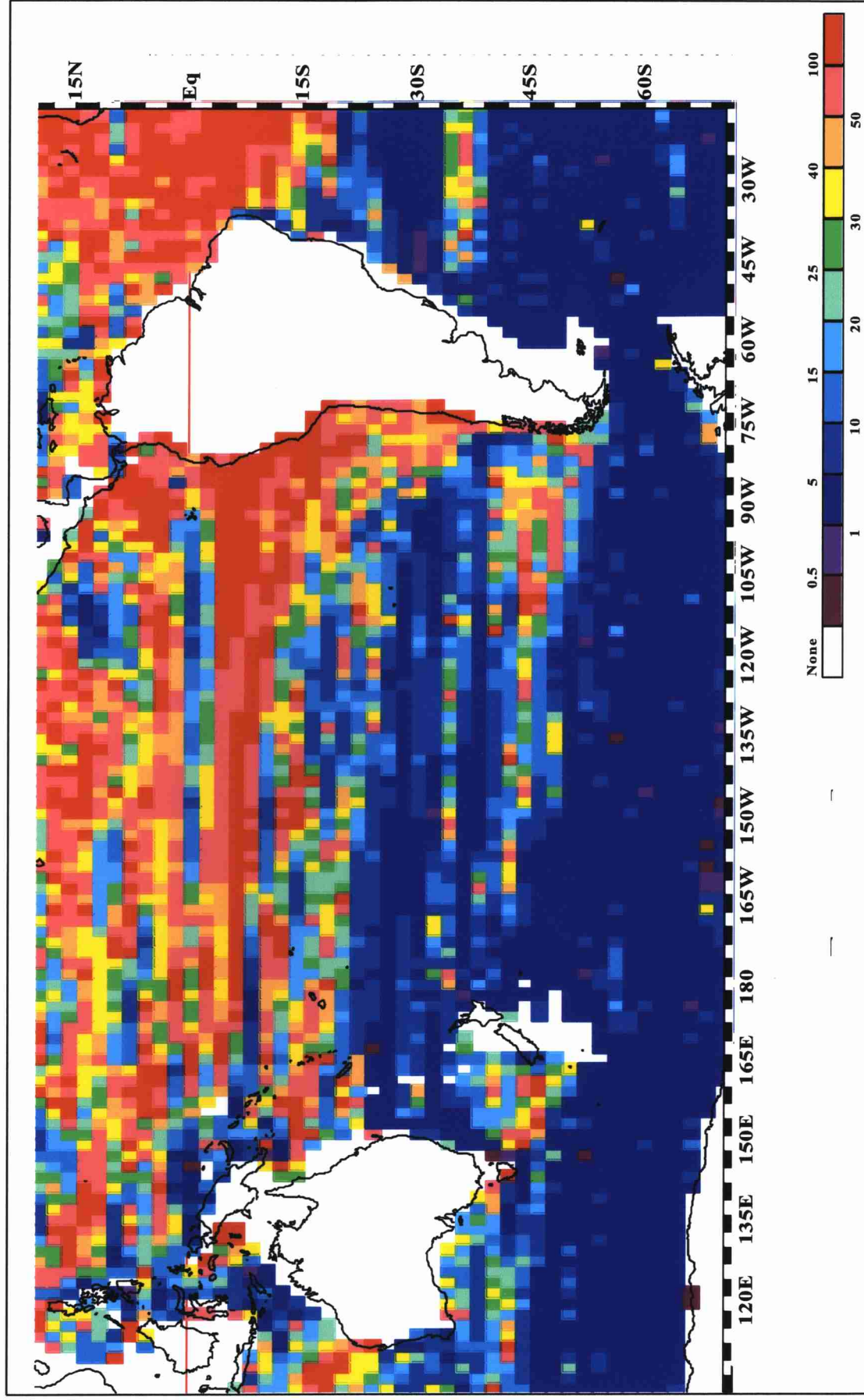
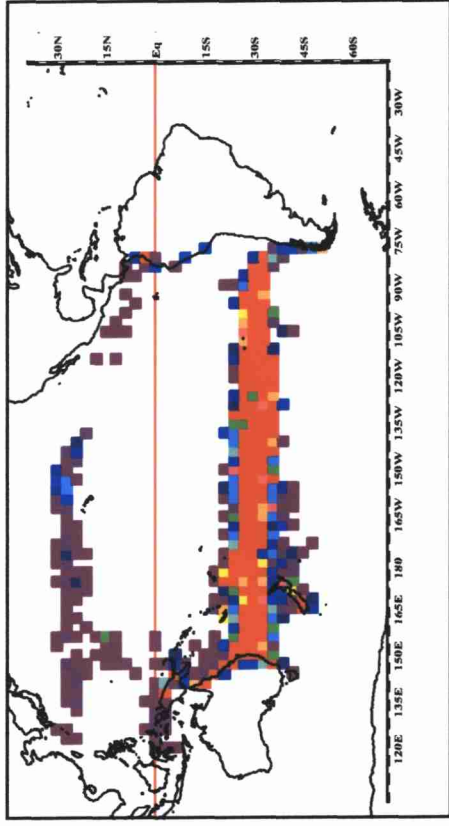
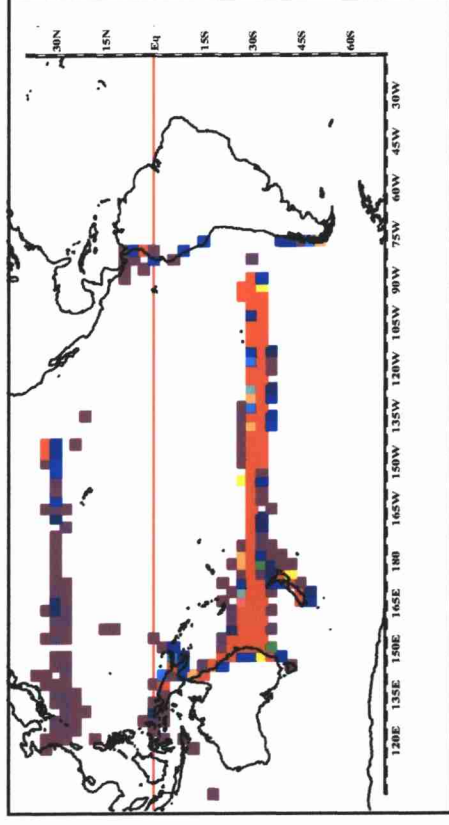


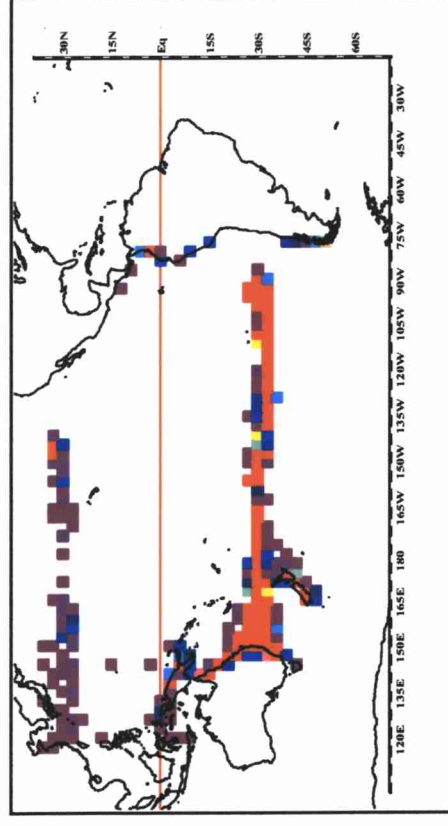
図5.9 図5.8と同じ。但し、海面と1000m深の流速比。基準は1000m深の流速。



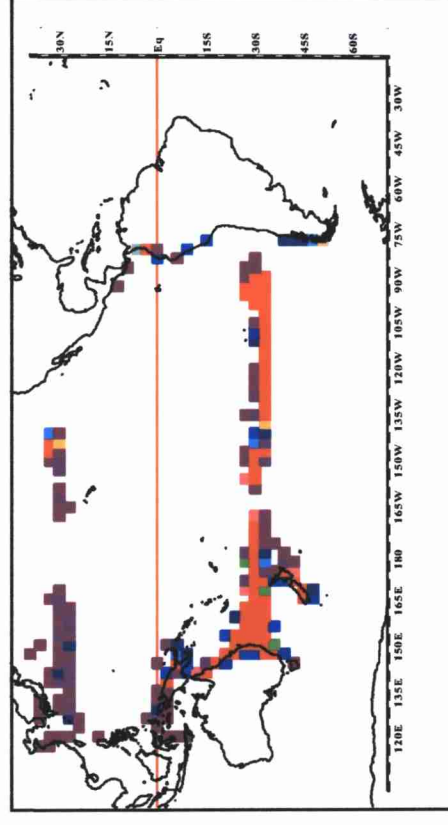
(a) 1年後の個数分布



(b) 2年後の個数分布



(c) 3年後の個数分布



(d) 4年後の個数分布

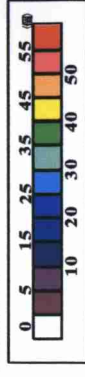
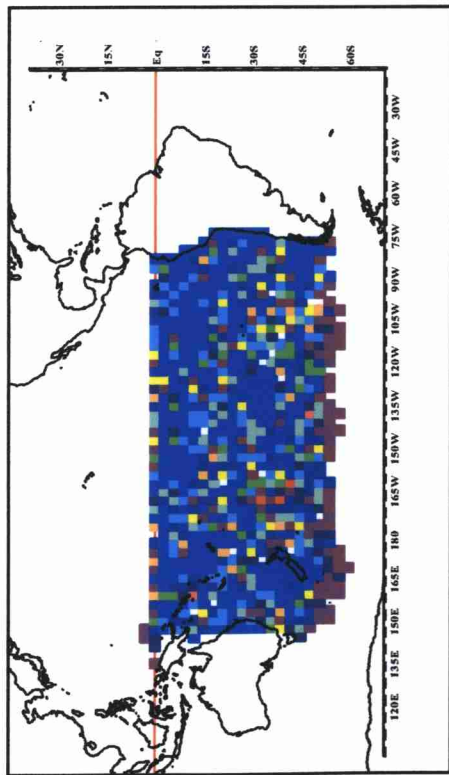
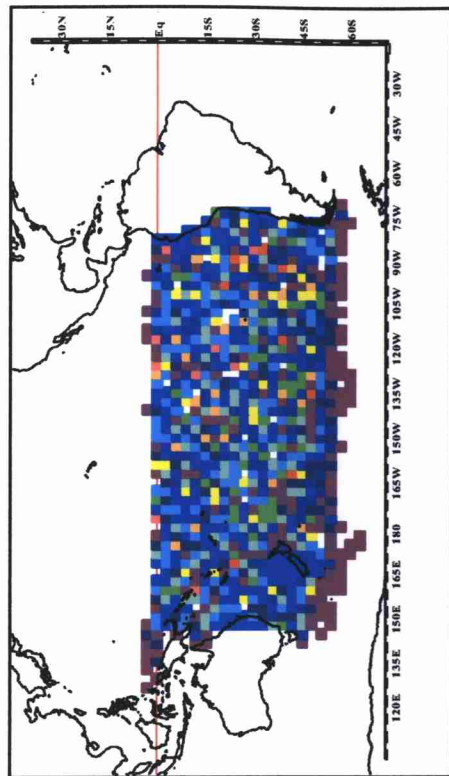


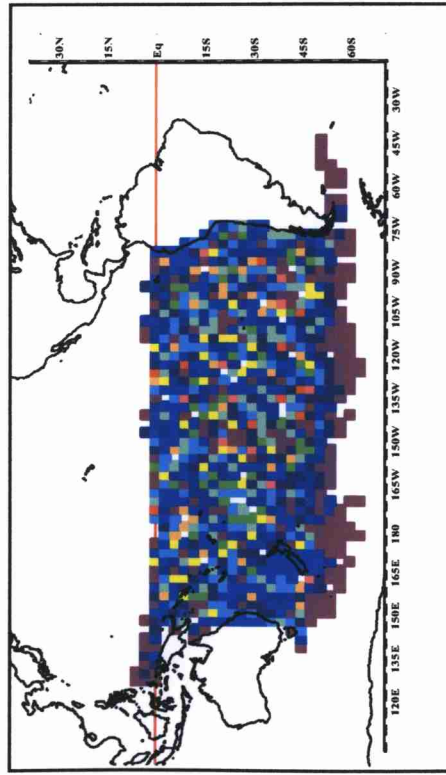
図5.10 海面の流速データのみ使用してシミュレーションを行った場合の経過年数毎の粒子の個数分布。



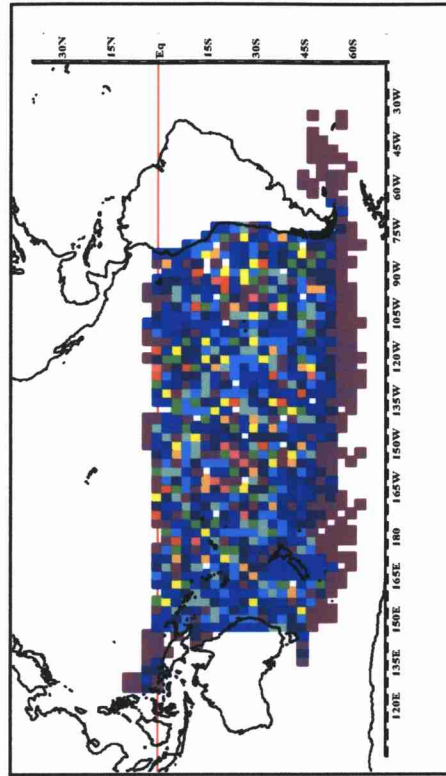
(a) 1年後の個数分布



(b) 2年後の個数分布



(c) 3年後の個数分布



(d) 4年後の個数分布

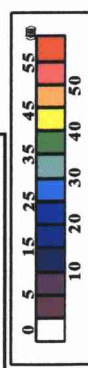
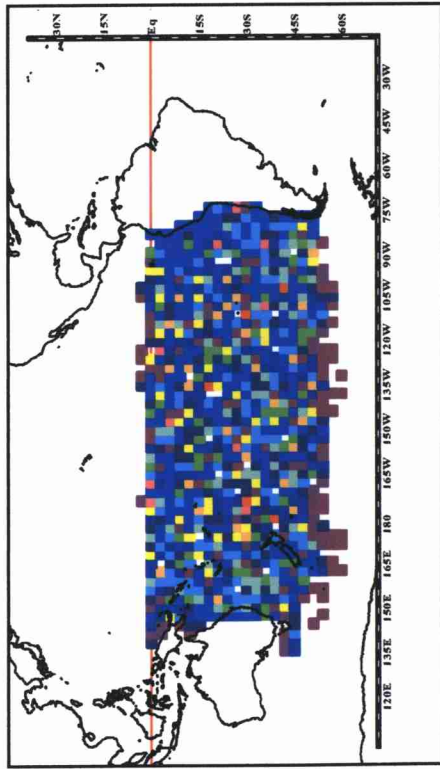
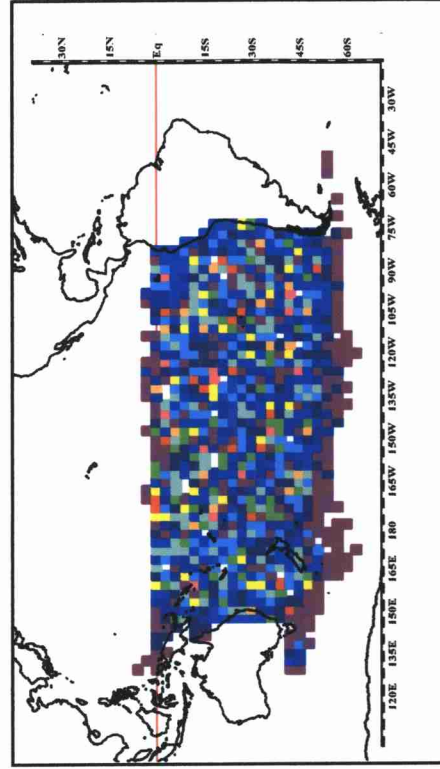


図5.11 2000m深の流速データのみ使用してシミュレーションを行った場合の経過年数毎の粒子の個数分布。

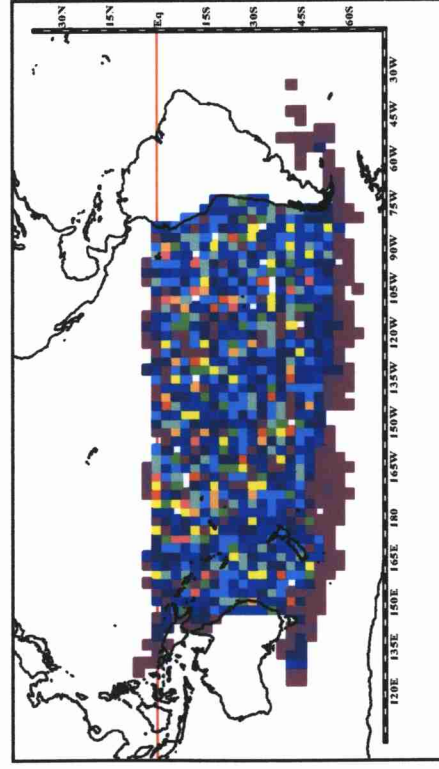




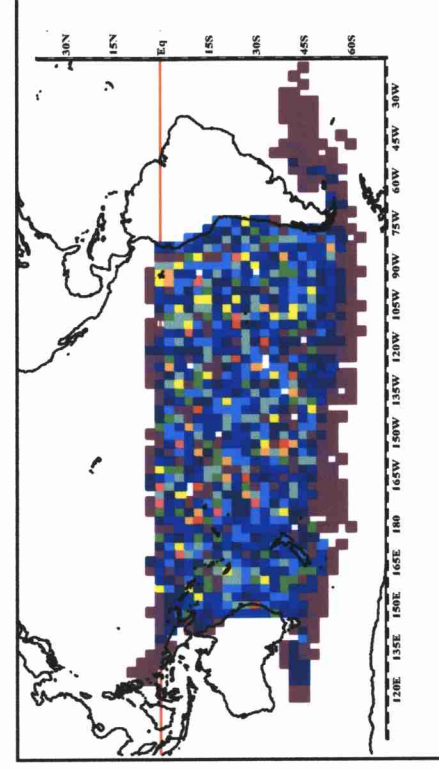
(a) 1年後の個数分布



(b) 2年後の個数分布



(c) 3年後の個数分布



(d) 4年後の個数分布

図5.12 1000m深の流速データのみ使用してシミュレーションを行った場合の経過年数毎の粒子の個数分布。



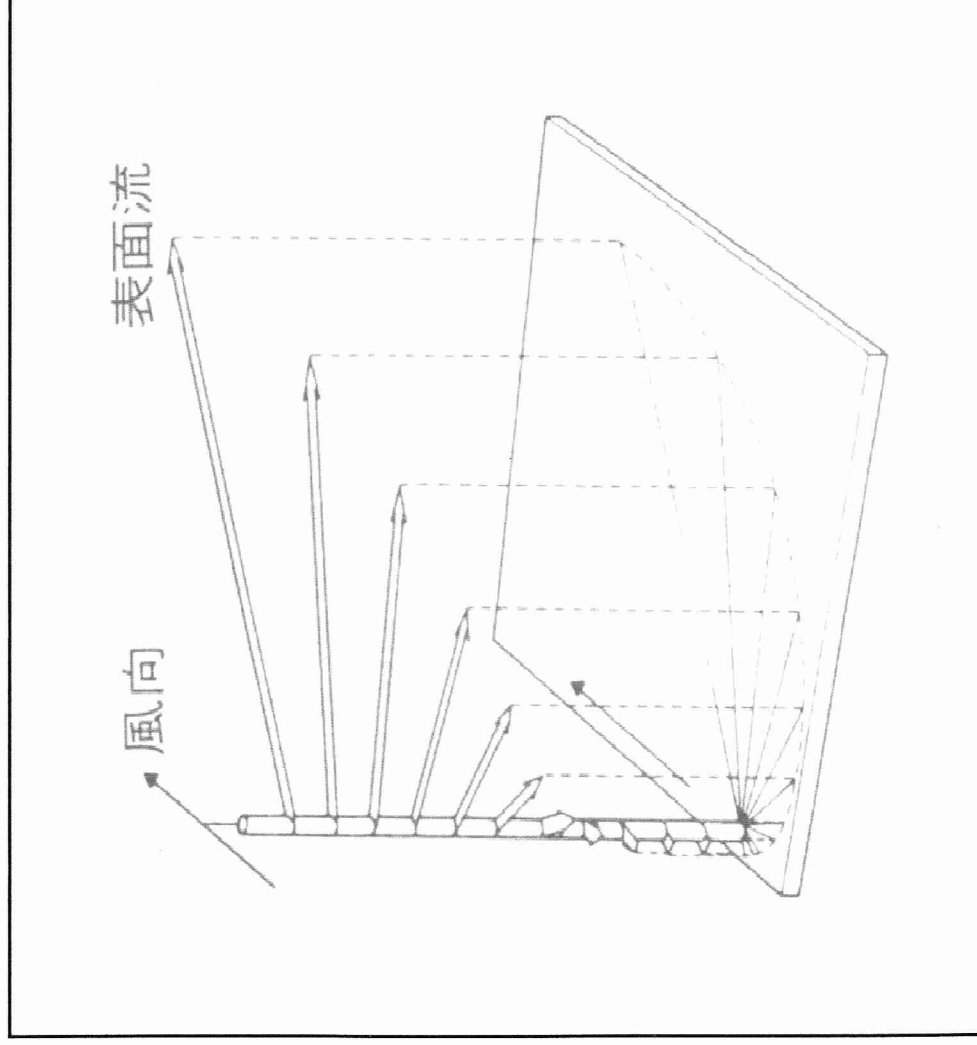


図7.1 風によって引き起こされる海洋中のエクマン流の立体説明図<sup>(15)</sup>

# オホーツク海とベーリング海の海水分布についての研究

奥村継一 ・ 二村 彰 ・ 岩坂直人 ・ 大塚清敏

社団法人 日本航海学会

JAPAN INSTITUTE OF NAVIGATION

## オホーツク海とベーリング海の海水分布についての研究

奥村継一\*・二村 彰\*\*・岩坂直人\*\*\*・大塚清敏\*\*\*\*

### Study on the Distribution of the Sea Ice over the Sea of Okhotsk and the Bering Sea

Tsugukazu OKUMURA, Akira FUTAMURA,  
Naoto IWASAKA and Kiyotoshi OTSUKA

#### Abstract

We investigated interannual variations of sea ice cover over the Sea of Okhotsk and the Bering Sea based upon the sea ice data compiled by the National Ice Center, U. S. A. for 1972–1994. We found that, for the entire analysis period, there was no significant correlation between the interannual variation of accumulated sea ice area in the Sea of Okhotsk and that in the Bering Sea although similar variations were seen in both of them in late 1980s and early 1990s and out-of-phase variations were observed during 1970s. Decreasing trends were appeared in the sea ice area over the whole sea ice regions of the Northern Hemisphere and that in the Sea of Okhotsk.

Year to year change of seasonal variations of the sea ice area in the both seas were analyzed. The seasonal variation during a particular year was categorized into two types, i. e., the typical growth and the slowly growth years. In the slowly growth year, maximum sea ice area in the Sea of Okhotsk is smaller than that in the typical growth year. The Aleutian low in the slowly growth year shifts to the east of its position in the typical growth year and relative high covers over the Sea of Okhotsk, resulting in weakened northwesterly winds that may cause retreat of sea ice extent in the slowly growth year. On the other hand, maximum sea ice area in the Bering Sea in the slowly growth year is larger than that in the typical growth year. In the slowly growth year, the Aleutian low located far to the east of its climatological position and is more intense, resulting in anomalous northerly winds over the Bering Sea that may extend the sea ice area.

**Key words :** meteorology・marine meteorology, sea ice, Sea of Okhotsk, Bering Sea, Aleutian low

**キーワード :** 気象・海象, 海水, オホーツク海, ベーリング海, アリュースシャン低気圧

#### 1. はじめに

船舶航行にとって海水は大きな影響を与える。季節、年毎によって異なる海水の張り出しの位置は船

舶航行の安全にとって大きな問題である<sup>(1)</sup>。生物生産の面においても海水の存在は大きな影響を及ぼしており、海水域は海水のない海域に比べて生産が活発になっている可能性があり<sup>(2)</sup>、漁業と密接に関係

\* 学生会員 東京商船大学大学院 (〒135-8533 東京都江東区越中島2-1-6)

\*\* 非会員 弓削商船高等専門学校 (〒794-2593 愛媛県越智郡弓削町下弓削1000番地)

\*\*\* 正会員 東京商船大学 (〒135-8533 東京都江東区越中島2-1-6)

\*\*\*\* 非会員 大林組技術研究所 (〒204-8558 東京都清瀬市下清戸4-640)

している。このように海水は社会経済と関係している。

海水域は大小様々な氷板 (Ice floe) の集合体である。氷板との隙間には開水面 (Lead) が覗いたり、若い氷 (Young ice) や薄い氷 (Thin ice) で覆われたりする。海水は大気や海洋からの熱的な作用で成長、衰退すると同時に、風や海流からの摩擦応力によって洋上を漂流する。漂流の途中で海水は接触し破壊、変形、重なり合いながら新たな開水面を作ったり、既存の開水面を閉じたりして海水域の状況を変化させていく。海水の変動はこれらの過程を含んだ結果となる。

そして、海水の結氷に伴う塩分排出による高密度の冷水の生成や海水の融解による表層低塩分水の生成は鉛直混合の強さに影響し、海洋混合層の発達、水塊の生成や消滅、季節変化を通じて海洋循環に大きな影響をもたらす。

さらに、海面を覆う海水は、断熱的な性質により海洋から大気への熱放出を妨げ大気の冷却に寄与し海洋の冷却を減少させている。また、その高い反射率によって太陽放射の大部分を反射し、海洋への入射の妨げとなる。このような性質により海水は地球の気候の変動に大きな影響を及ぼしていると考えられている。

これまでの海水に関する研究において、Walsh and Johnson<sup>(3)</sup> は北極海の海水面積の季節変動、年々変動について調べた。それによると、平均的な季節変動は2月に最大、8月に最小であり、最大面積は最小面積の約2倍である事、結氷期の面積増加が融解期の面積減少よりも僅かに速い事を示している。また、Cavalieri and Parkinson<sup>(4)</sup> は冬のオホーツク海とベーリング海において大気が海水に影響を及ぼすプロセスとしてアリューシャン低気圧の動向が関係していると述べている。その結果、オホーツク海とベーリング海の水量の間には逆相関の関係があり、海水分布や水量の多少は大気場のパターンによる風の強弱とエクマン効果による影響で氷縁の位置は変化すると述べている。しかしこのような研究は限られた期間、海域のデータに基づくものがほとんどであった。

ところで、海水観測が始まった当初は船舶、航空機、沿岸観測基地等による局地的な目視観測に頼っていたが、衛星観測の実用化によって全球的な海水分布を高い頻度で観測することが可能になった。人工衛星資料はその後蓄積され、長期的変動についての研究も可能になってきた。

そこで、本研究では日本周辺の海水域で船舶運航

や漁業に関係の深いオホーツク海とベーリング海について、海水分布や海水面積の季節変動についてこれらの資料をもとに、改めて気候学的平均像を描き出すとともに、両海域の海水分布の年々変動について調べることにした。

## 2. 使用データ

### 2.1 海水データ

海水データは米国のThe National Ice Center (NIC) が配布した“1972-1994 Arctic and Antarctic Sea Ice Data”を使用した。この海水データはNICにより作成された週毎のNIC Sea Ice Chartを米国のThe National Climatic Data Centerによって海水データの国際規格フォーマット (SIGRID) で編集、デジタル化したものである。データには海水状態を表す変量として密接度、海水の発達段階や氷の形状等が含まれているが、今回はその中で密接度のみを使用した。密接度とは任意の海域で海水がその海域を占める割合 (0~10の数値で表現) である。データ期間は北半球海水域が1972年から1994年、南半球海水域が1973年から1994年である。範囲は北半球海水域が45°N-90°N、南半球海水域が50°S-85°Sである。格子点の分解能が15海里 (約27.8km) を越えないで、それに近い値にするために緯度幅0.25度、経度幅は緯度によって0.25~30度の間隔であり、格子の大きさは最大で約28×28 km<sup>2</sup> である。今回の研究では北半球のデータのみを使用した (対象海域はFig. 2 参照)。

### 2.2 気象データ

本研究で使用した気象データは高層天気図に用いられるデータのひとつである500 hPa等圧面高度場データ (以下、500 hPa高度場と呼ぶ) と、地上天気図で使用される地上気圧場データ (以下、地上気圧場と呼ぶ) である。500 hPa高度場は概ね対流圏の中間に位置し、対流圏の変動を代表すると考えられるため使用した。

500 hPa等圧面高度場データおよび地上気圧場データは米国のNational Center for Environmental Prediction (NCEP)、National Center for Atmospheric Research (NCAR) の再解析データをNCARのdata libraryから入手し、東京大学大学院中村尚氏と新保明彦氏 (当時) が書式変換、データ整理したものを地球フロンティア研究システムより入手した。

この両データの期間は1971年1月1日から1995年12月31日までである。元のデータは2.5°×2.5°、6時間毎のものであったが、ここでは極域を中心に扱い

## Original NIC weekly Sea Ice data

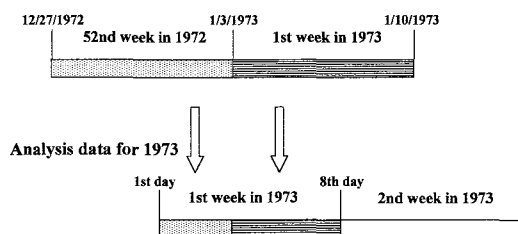


Figure 1. Procedure to compute the analysis data of weekly mean sea ice concentration from the original NIC weekly sea ice data. In this example, weekly mean sea ice concentration (SIC) data for analysis is obtained averaging the data of the 52nd week in 1972 and that of the 1st week in 1973, as follows: SIC in the 1st week in 1973 of analysis data = (SIC in 52nd week in 1972) \* 3/7 + (SIC in 1st week in 1973) \* 4/7.

やすくするためにポーラステレオ投影図法で極を中心に約21.5°N以北について、北極で6°×6°の分解能になるように変換した。

### 2.3 解析用海水データ

今回使用した“1972–1994 Arctic and Antarctic Sea Ice Data”（以下、元データと呼ぶ）は1年間に52または53週分のデータがあり、各年によって週の観測日が異なる。例えば、1973年1週目の観測日は1月3日であるが翌年の1974年1週目の観測日は1月4日である。

そこで、各年の観測日を統一し、統計的な計算を容易にするために以下のような海水氷密接度の解析用データセットを作成した。その作成方法は、1年間を365番まで数えるJulian Dayを使って第1日から7日毎に第1週、第2週、…、第52週（第365、366日は切り捨て）までカレンダーに固定した週を定義した。定義した各週の密接度の値は、定義した週に該当する元データの日数分で密接度を加重平均して求め、各年で観測日を統一したデータを解析用週間密接度データとした（Fig. 1 参照）。

また、定義した週にもとづき1年間を4週間毎に第1節、第2節、…、第13節と定義し、各節で平均した解析用節平均密接度データとして作成した。

### 3. 海水分布と海水面積の平均的変動

海水分布の平均的な分布や季節変動の特徴を把握するために、海水分布と海水面積の気候値を作成し

た。ここで気候値とは元データの期間である1972年から1994年の23年間平均値として定義した。なお、密接度が0より大きい格子点の海水がある海域を海水域と呼ぶことにする。

Fig. 2は北半球海水域において、海水域が最大となった第3節（3月）と最小となった第10節（9月上旬～10月上旬）の北半球の海水分布を表している。氷縁（海水域の縁）の広がりが最大となる第3節では、氷縁の最南端はオホーツク海の45°Nまで張り出し、最小となる第10節では、氷縁の最北端がノルウェー海北方の75°Nまで後退する。最小時を見ると、北極海の大部分で氷が溶けずに残っている。これは多年氷を示すもので北極海は夏を1度以上経験している多年氷が支配的な海域であると言える。縁辺海に注目すると、最大時には氷に覆われるが、最小時にはそのほとんどが消滅してしまう。従って、オホーツク海やベーリング海を含む縁辺海は夏には完全に溶けてしまう一年氷の海域と言える。

Fig. 3は北半球海水域とオホーツク海、ベーリング海の海水氷密接度に格子面積を掛けて求めた節平均海水面積の季節変動の気候値を示したものである。

北半球海水域での海水面積は第3節の約 $14.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ が最大で第4節（4月）から融解を開始し、第10節に最小の約 $6.3 \times 10^6 \text{ km}^2$ となりその後結氷を始める。

オホーツク海での海水面積の最大は第3節で約 $1.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ で第8節（7月中旬～8月中旬）から第11節（10月上旬～11月上旬）までは氷が無い状態が続く。第12節（11月上旬～12月上旬）に結氷が開始し、第3節に最大となり、その後融解が始まり第8節に完全に氷が消滅してしまう。氷がない状態は第11節まで及ぶ。

ベーリング海での最大は第3節から第4節（最大値は第3節の $0.69 \times 10^6 \text{ km}^2$ ）で、第5節（4月下旬～5月中旬）から第7節（6月中旬～7月中旬）は融解期となり、第8節から第11節は氷無しの状態となる。そして、第12節から第2節（2月）の結氷期を迎える。また、オホーツク海は海水面積が最大となった時期から氷が完全に消滅するまでの衰退期と氷が張り始めてから最大面積となるまでの成長期の長さがほとんど同じだが、ベーリング海では融解期が結氷期よりも短く、その分最大期が長い。つまり、長く最大面積を維持し、早く融解するのがベーリング海の特徴である。

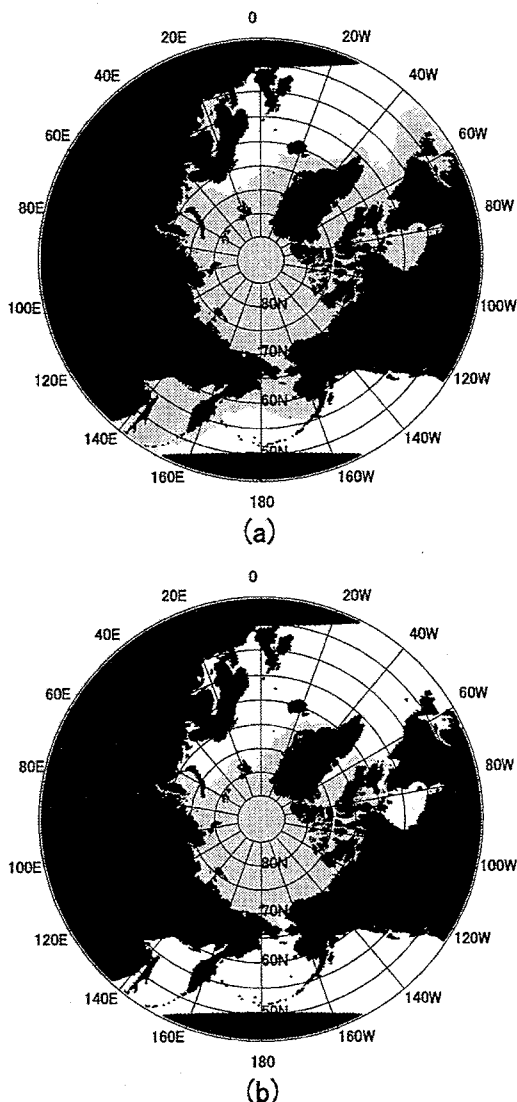


Figure 2. Maximum and minimum sea ice extents over the Northern Hemisphere. (a) The maximum extent in the third term and (b) the minimum in the 10th term. The regions of ice concentration larger than 0 are lightly shaded. The term is defined every four weeks from the January 1st of each year. The third term is around late February through middle of March, and the 10th term is around September.

#### 4. 海水面積の年々変動

##### 4.1 両海域の海水面積の年々変動

次に年々の海水分布等の違いを調べる。ここでは

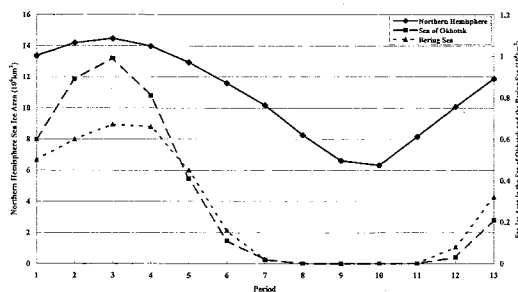


Figure 3. Annual cycle of the sea ice area on the Northern Hemisphere (solid line), the Sea of Okhotsk (dashed line), and the Bering Sea (dotted line). Left vertical axis denotes the Northern Hemisphere ice area ( $10^6 \text{ km}^2$ ), right vertical axis denotes the Sea of Okhotsk and the Bering Sea ice area ( $10^6 \text{ km}^2$ ) and horizontal axis indicates the period.

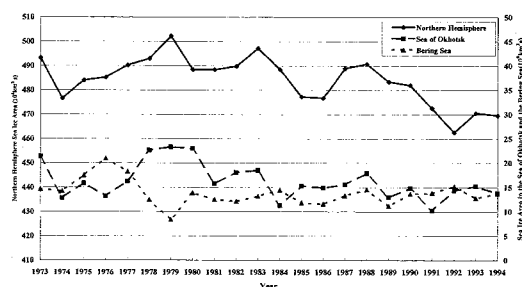


Figure 4. Interannual variation of accumulated sea ice area over entire the Northern Hemisphere (solid line), over all the Sea of Okhotsk (dashed line) and over all the Bering Sea (dotted line). Left vertical axis denotes the Northern Hemisphere ice area ( $10^6 \text{ km}^2$ ), right vertical axis denotes the Sea of Okhotsk and the Bering Sea ice area ( $10^6 \text{ km}^2$ ) and horizontal axis indicates the year from 1973 to 1994.

結氷開始から翌年の海水が消滅するまでの冬季間全体の海水面積を積算した積算海水面積で海水面積の年々変動を調べた。積算期間はオホーツク海、ベーリング海両海域の平均的な結氷開始時期である第40週（10月初め）から消滅時期の翌年第30週（7月末）までとした。なお、多年氷が占める北半球海水域の積算海水面積は、オホーツク海とベーリング海の積算期間に合わせた。

Fig. 4 は北半球海水域とオホーツク海、ベーリング海における年毎の積算海水面積の年々変動を示し



たものである。オホーツク海における積算面積の変動を見ると、1973、78、79、80、82、83、88年と海水面積の多い年が見られる。海水面積の少ない年は1974、76、84、91年である。Tachibana et al.<sup>(5)</sup>はオホーツク海南部の海水が1989年以降急激に減少していて、それはアリューシャン低気圧の弱体化が影響していると述べている。Fig. 4からもオホーツク海の水氷面積の年々変動は減少傾向にあり、急激ではないものの、1989年以降海水面積が小さい状態で推移していることが確認できる。ベーリング海については1970年代以外は同一偏差の年数が短く1、2年で偏差が逆転している。海水面積の多い年は1976年で、少ない年は1979年である。ベーリング海もオホーツク海同様、海水面積の年々変動は減少傾向にある。

オホーツク海、ベーリング海両海域と北半球海水域全体との関係は、オホーツク海で比較的高い正相関(0.65)の傾向にあったが、ベーリング海ではほとんど相関(-0.13)がなかった。北半球海水域全体でも海水面積は年々減少傾向にある( $-0.90 \times 10^6 \text{ km}^2/\text{year}$ )。これについては後述する。

#### 4.2 海水面積の年毎の違い

次にオホーツク海とベーリング海での海水の張り始めから消滅までの過程が年によってどう違うかを調べた。

Fig. 5はオホーツク海における各年の海水面積の季節変化の様子を表したものである。縦軸は年、横軸は各年の冬について前年の第30週からその年の第35週までの範囲を示している。図中に海水面積を等値線で表している。図の見方としては、縦軸でその年を見つけ横にたどって海水量の変化を見れば良い。たとえば1979年をみると第50週に海水面積が $0.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ になり、等値線の間隔からもわかるようにゆっくりと海水は成長し、第11週に最大面積を迎える。その後、衰退過程に入り、第15週前後から等値線の間隔が狭く、急激に海水面積が減少しているということがわかる。

Fig. 6はベーリング海における各年の海水面積の季節変化の様子をFig. 5と同様に表したものである。

このように両海域とも年毎に海水面積の成長や衰退過程の季節変化には変動があることがわかった。そこで、季節変化の年による違いをよりくわしく調べるために以下の解析を行った。まず、海水面積が最大となる時期に着目し、年々の変化を調べた。次いで海水面積の季節変化の相似性を調べるため、各冬の海水面積変化をその冬の最大面積で割って規格

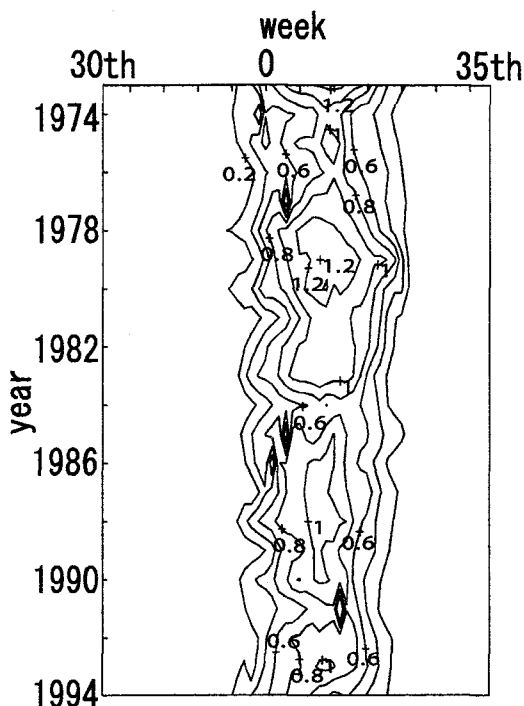


Figure 5. Year to year variation of the seasonal change of the sea ice area in the Sea of Okhotsk. Vertical axis denotes the year from 1973 to 1994 and horizontal axis indicates the 30th week in the previous year through the 35th week in the year of each sea ice season. Contour lines show sea ice area ( $10^6 \text{ km}^2$ ). One can see the seasonal change of the sea ice area in the particular year by following the horizontal line across the vertical axis at the year.

化し、さらに各冬の最大面積をとる週を基準にして、Fig. 5、6と同様の図を作成した。これらの図をもとに両海域の海水面積の季節変化の年による違いの特徴を見ていく。

Fig. 7はオホーツク海の規格化された海水面積の季節変化と年毎の最大面積を迎える時期を示したものである。最大面積を迎える週が平均より早い年は、海水面積の衰退過程が長い傾向にあり、最大面積を迎える週が平均より遅い年は、海水面積の衰退過程が短い傾向にあることが明らかである(相関係数: -0.92)。

Fig. 8はベーリング海の規格化された海水面積の季節変化と年毎の最大面積を迎える時期を示したものである。ベーリング海ではオホーツク海とほぼ同様に最大面積を迎える週が平均より早い年は海水面

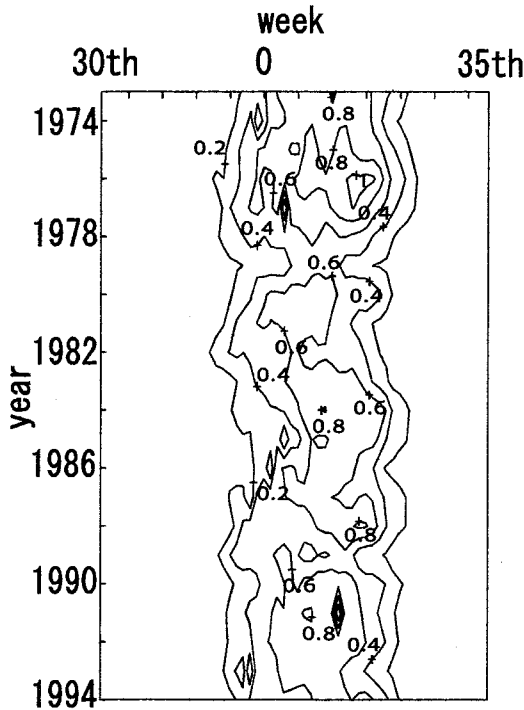


Figure 6. Same as Fig. 5 except for the Bering Sea.

積の衰退過程が長く、最大面積週から6、7週目に2回目の極大が現れている。一方、最大面積を迎える週が平均より遅い年は、海水面積の成長過程が長く、衰退過程が極端に短い傾向にある。また、オホーツク海に比べて、最大面積を迎える週の年毎の変動が大きくなっている（相関係数： $-0.85$ ）。

#### 4.3 年毎の季節変化の分類

季節変化を調べた結果から、年毎の季節変化の型と最大面積を迎える週との間には密接な関係があることがわかる。そこで、各年の最大面積を迎える週が22年間全体の平均より標準偏差分だけ早い年を前半型、遅い年を後半型、それ以外を中間型として定義し3つのタイプに分類し、各タイプの平均像を調べてみる。オホーツク海で最大海水面積となる週は平均で第11週、標準偏差は1.6週で、ベーリング海の平均は第11週、標準偏差は3.1週であった。

##### 4.3.1 オホーツク海

Fig. 9はオホーツク海における季節変化の3つのタイプを示す。前半型は最大面積となった週の前14週から後20週、中間型は前17週から後16週、後半型は前21週から後15週までの期間を抜き出して合成図解析を行った。そのため、図中第0週は必ずしも結氷開始を意味せず、年によっては海水が既に存在す

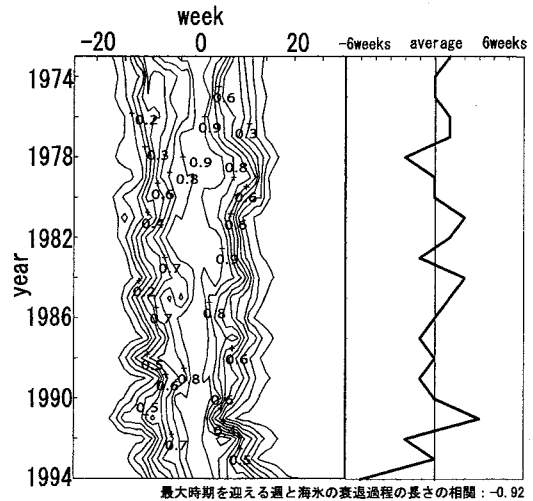


Figure 7. Year to year variations of normalized seasonal change of the sea ice area (left), and that of the week of maximum sea ice area during the sea ice season (right). Seasonal change of sea ice area is normalized by its maximum area of each sea ice season. In the left figure, 0th week indicates the week of the maximum sea ice area in each sea ice season.

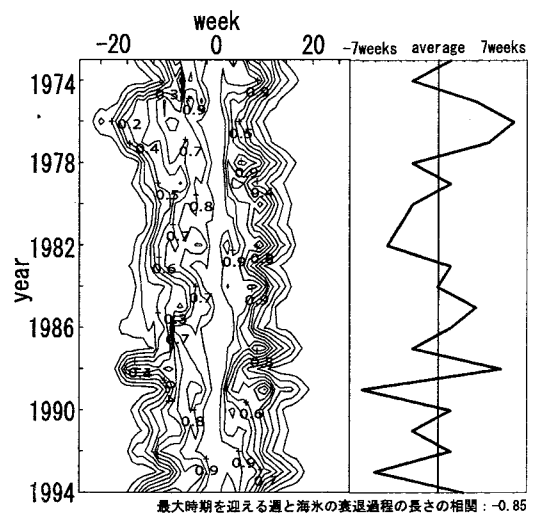


Figure 8. Same as Fig. 7 except for the Bering Sea.

ることもあるので海水面積は0にならないタイプもある。前半型は結氷開始から14週目（第2節）に最大となり、中間型では結氷開始から17週目（第3節）で、中間型の方が季節進行が全体にやや遅れる。しかし、中間型、前半型の各週の海水面積の平均の差

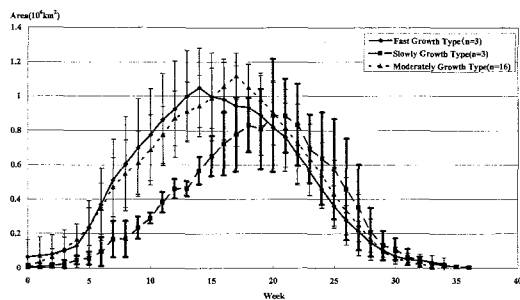


Figure 9. Composite seasonal changes of sea ice area in the fast growth year (solid line with diamond), the moderately growth year (dotted line with triangle) and slowly growth year (dashed line with square). Vertical lines are the standard deviations of each weekly mean. (number of years that are categorized into each type is indicated in the ledger.)

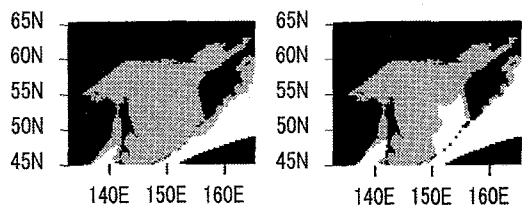


Figure 10. Composite maximum sea ice extents in the typical growth year (left) and the slowly growth year (right). The region of the ice concentration larger than 0 is lightly shaded.

はそれぞれの標準偏差に比べてはるかに小さく、両者の差は統計的に有意とは言えない。しかし、後半型では結氷開始から21週目(第3節)に最大面積を迎え前半型や中間型と大きな差が生じた。海水の成長に伴う海水面積の増加割合も前半型や中間型では大きいのにに対し、後半型では小さく特に成長過程では、衰退過程に比べて前半型や中間型と大きく海水面積が異なる。また、最大面積も後半型は前半型や中間型に比べて小さい事がわかった。

最大面積を迎える週だけで分類すると3つのタイプに分類できたが、実際には前半型と中間型では季節変化に大きく異なる点がなかったので、以降は前半型と中間型を1つにまとめこれを平均型と定義することにした。Fig. 10はオホーツク海平均型と後半型において最大面積となる時期の海水分布を示したものである。平均型の最大時では千島列島まで南下し、一部は北太平洋にまで及んでいる。一方、後半

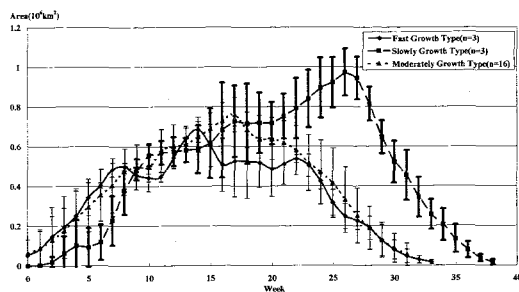


Figure 11. Same as Fig. 9, except for the Bering Sea.

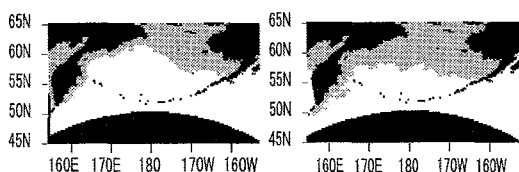


Figure 12. Same as Fig. 10, except for the Bering Sea.

型では最大時に至ってもオホーツク海全域にわたって分布することではなく、東部に開水面が広がる。

#### 4.3.2 ベーリング海

ベーリング海においても、オホーツク海と同様に、最大面積を迎える週により前半型、後半型、中間型と定義し3つのタイプに分類した。Fig. 11はベーリング海における季節変化の3つのタイプを示す。前半型は最大面積となった週の前14週から後19週、中間型は前17週から後14週、後半型は前26週から後12週までの期間を抜き出して合成図解析を行った。前半型は結氷開始から14週目(第2節)に最大となり、中間型はそれより3週遅い結氷開始から17週目(第3節)に最大となる。一方、後半型は前半型や中間型と大きく異なり、結氷開始から26週目(第4節)に最大となった。こちらもオホーツク海同様、成長あるいは衰退過程での海水面積の変動は前半型と中間型でそれほど違いがなく、成長過程における海水面積の増加割合と衰退過程における海水面積の減少割合がほぼ同じとなっている。また、最大面積はオホーツク海とは逆に後半型の方が前半型や中間型に比べて圧倒的に大きいことがわかった。

ベーリング海でもオホーツク海と同様に、最大面積を迎えるタイミングだけで分類すると3つのタイプに分類できたが、実際に前半型と中間型では季節変化にそれほど異なる点がなかったので前半型と中間型を1つにまとめ、平均型とした。

Fig. 12はベーリング海における平均型と後半型

の海水面積が最大となる時期の海水分布を示したものである。ここでの海水分布の特徴として、ベーリング海北部の海水量の違いが挙げられる。

#### 4.4 両海域の海水面積の年々変動の比較

オホーツク海、ベーリング海両海域の季節変化には年毎の違いがあり、その結果、平均型と後半型に分けて季節変化をみるのが有効であった。そこで、各タイプがいつ現れたかを調べたところ、オホーツク海で季節変化が後半型であったのは1981、1984、1991年であり、ベーリング海では1976、1977、1988年であった。このことから、両海域の季節変動の後半型タイプの出現には関連性があるとは言えない。

前述のように、Cavalieri and Parkinson<sup>(4)</sup>はオホーツク海とベーリング海の海水面積には逆相関の関係があると述べている。そこで、オホーツク海とベーリング海の海水面積の相関を見ることにした。

積算海水面積(Fig. 4)で相関をとると、1973-1994年全体での相関は-0.29とそれほど高い逆相関ではなかった。しかし、Cavalieri and Parkinson<sup>(4)</sup>の調査期間は1972年の冬から1976年の冬までであった。そこで、1973-1994年までを前期(1973-1980)、中期(1981-1987)、後期(1988-1994)の3つに分けて比較したところ、前期で-0.74と比較的高い逆相関の傾向で95%水準で有意であった。また、1985-1990年の両海域の相関を見たところ、0.80と正相関の傾向で95%水準で有意であった。北半球海水域との相関では、オホーツク海において1973-1994年全体で0.65と正相関の傾向で95%水準で有意であったが、ベーリング海ではそのような傾向は見られなかった。つまり、オホーツク海とベーリング海の海水面積の逆相関関係はある期間に限定され普遍的な特徴ではないことが示された。これは前に述べた季節変化における後半型出現のタイミングが一致しないという結果とも整合する。

### 5. 大気との関係

前章で明らかになった海水面積の季節変化のタイプにおける年毎の違いが大気の変動とどのように関係しているかを調べるために500 hPa高度場と地上気圧場を用いて調べた。総観規模の気象現象のエイリアジングを防ぐために節平均値を用いることにした。気象データは海水面積の季節変化の分類と同様に平均型と後半型の年に分け、それぞれについて節毎に平均値を求める。ここでは特に結氷期間の違いを調べるため各タイプで海水面積が最大となる節の1節前に着目する。

#### 5.1 オホーツク海の季節変化の相違と大気の関係

Fig. 13はオホーツク海の海水面積最大期の1節前の各カテゴリー別の500 hPa高度場と地上気圧場の様子である。500 hPa高度場で平均型においてアラスカ湾から北極にかけてリッジ(気圧の尾根)が確認できるが、後半型ではそれほど顕著に現れていない。

地上気圧場においては、平均型でベーリング海南部に低圧部が、後半型は平均型より西よりのカムチャッカ半島付近に低圧部が確認できる。

さらに、平均型と後半型の違いを明らかにするために、Fig. 13で示した後半型の場から平均型の場を引いて差の分布図を作成した(Fig. 14)。500 hPa高度場でアラスカ付近に負の差があり、オホーツク海上に正の差が確認できる。また、この2つの間の等高度線の間隔が非常に狭くなっている。地上気圧場においては500 hPa高度場にあったアラスカ付近の負の差は不明瞭であったが、カムチャッカ半島付近に正の差が確認できた。500 hPa高度場、地上気圧場ともオホーツク海上に正の差があり、第6章で詳しく述べるが、後半型の時は平均型の場合よりオホーツク海上の北西の風が弱く、北西風はより北側に偏っていることがわかる。このことは、後半型では氷の張りだしが少ないこととよく対応している(Fig. 10参照)。

#### 5.2 ベーリング海の季節変化の相違と大気の関係

Fig. 15はベーリング海の海水面積最大期の1節前の各カテゴリー別の500 hPa高度場と地上気圧場の様子である。平均型の500 hPa高度場で北太平洋からシベリアにかけてリッジが確認できる。後半型では北太平洋上の等高度線の間隔が平均型に比べて狭く偏西風が強くなっている。地上気圧場においては、平均型でオホーツク海南部に低圧部が広がっている。一方、後半型では平均型の低圧部より東に偏った位置に低圧部の中心がある。また、平均型に比べてユーラシア大陸上空のシベリア高気圧が広く発達していることも確認できる。

Fig. 16は後半型の場から平均型の場を差し引いた差の分布図である。500 hPa高度場、地上気圧場ともにベーリング海東方からアラスカ付近に非常に大きな負の差が現れた。特に地上気圧場でオホーツク海に比べて等圧線の間隔が狭くなっている。また、ベーリング海はオホーツク海と異なり、500 hPa気圧場と地上気圧場の大気の様子に同じ傾向があり、また各カテゴリー間で大気の様子が大きく異なってい

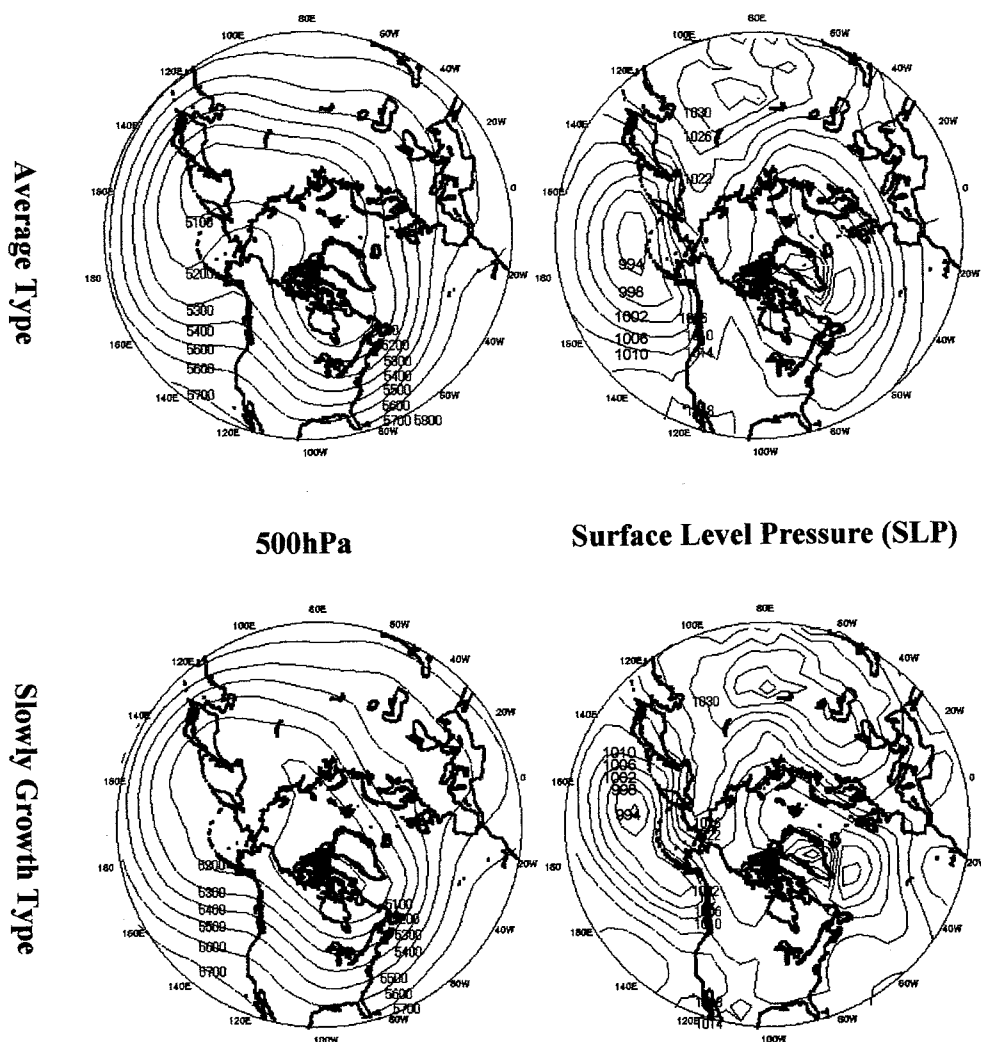


Figure 13. Composite maps of 500 hPa geopotential height and sea level pressure (SLP) over the Northern Hemisphere for the typical growth year and the slowly growth year for the Sea of Okhotsk. Contour interval for 500 hPa height is 100 m and that for SLP is 4 hPa, respectively.

ることがわかった。第6章で詳しく述べているように、後半型では平均型の場合に比べてベーリング海上に全体的に北よりの風が吹くことがわかり、後半型に海氷が南に張り出すことがよく説明できる (Fig. 12参照)。

## 6. まとめと議論

オホーツク海とベーリング海の海氷面積の年々変動は、両海域とも減少傾向にあることがわかった。特にオホーツク海では1980年代後半以降急激に海氷面積が減少していることが改めて確認することができた。

Cavalieri and Parkinson<sup>(4)</sup>はオホーツク海とベーリング海の水量の間には逆相関の関係があって、それは上空のアリュエーション低気圧の影響を受けることに起因すると述べているが、両海域の水量の逆相関関係は解析対象の全期間 (1972-1994年) でははっきりと認めることはできなかった。しかし、彼らの調査期間は1972年の冬から1976年の冬までであり、今回の調査でも1970年代から1980年代前半までは高い逆相関の傾向が見られたので、1970年代から1980年代前半までは両海域間の水量に関係があったと認められる。また、1985-1990年の間に両海域の海氷面積に比較的高い正相関があった。年々変動の

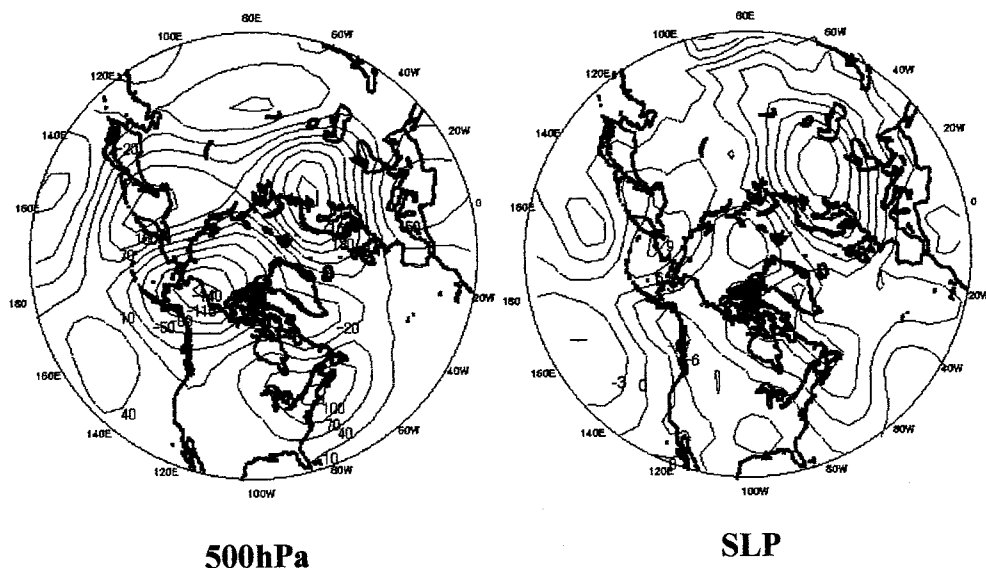


Figure 14. Difference maps of the composite 500 hPa height and SLP fields between the typical and slowly growth years for the Sea of Okhotsk. The composite 500 hPa height or SLP fields for the typical growth year is subtracted from the respective composite maps for the slowly growth year. Contour interval of the 500 hPa is 30 m and that of SLP is 3 hPa.

ほかに十年から数十年程度の長い周期の現象が様々な気象要素に存在することが分かっているが、その十年から数十年変動がオホーツク海とベーリング海の海水分布では異なっているため両海域の海水面積変動にある時期だけ相関関係が現れたのではないかと考えられる。

オホーツク海、ベーリング海両海域と北半球海水域全体との関係は、オホーツク海で比較的高い正相関の傾向にあったが、ベーリング海ではほとんど相関がなかった。北半球海水域全体でも海水面積は年々減少傾向にある。減少の要因の一つとして地球温暖化と結びつける議論があるが確証はまだない。

オホーツク海、ベーリング海の季節変化には次のような年毎の違いがあることが確認された。最大時期を迎えるタイミングが海水存在期間の前半から中盤にくる平均型と、後半に最大時期を迎える後半型の2つのカテゴリーに分類できる。また、オホーツク海では後半型に比べて平均型の方が最大海水面積が大きいのにに対し、ベーリング海では、後半型の方が最大海水面積が大きいことがわかった。これら成長・衰退過程の違いはアリューシャン低気圧の年毎の位置と強さに関係している。特にベーリング海の後半型では、平均型のときのアリューシャン低気圧の位置より東側の北太平洋北東部からアラスカ湾付近にかけて大きな負の差が生じ、アリューシャン低

気圧が東にシフトしていることが分かる。アリューシャン低気圧が東にシフトしこの海域に存在すると、低気圧に通常北半球で吹き込む反時計回りの風によってベーリング海には寒気を伴う北寄りの風が卓越することにより、ベーリング海北部沿岸の海水がこの風によって沖合へ離れ、沿岸付近では新たな結氷が始まることで平均型に比べ後半型で海水面積が増大したと考えられる。一方、アリューシャン低気圧がベーリング海西方に偏ったときは平均型となり、ベーリング海が低圧部の東半円に位置し、そのため南寄りの風の卓越により、海水の進行が停滞したと考えられる。オホーツク海では、オホーツク海上に正の差があり、このことから後半型の時は平均型の場合よりオホーツク海上の北西の風が弱く、北西風はより北側に偏っていることが考えられる。そのため、後半型では氷の張りだしが少なくなったと考えられる。

このように海水の季節変化パターンは、大気循環場ともよく対応しており、直接的には大気の変動の影響によって年々変動が生じると考えられる。また、オホーツク海には北西部にアムール川という比較的大きな川が注いでおり、ベーリング海にはない河川からの大量の淡水流入の存在が海水面積の年々変動に影響する要因ではないかとの指摘もある<sup>(6)</sup>。このことから今後はこのような河川から流入する淡水量



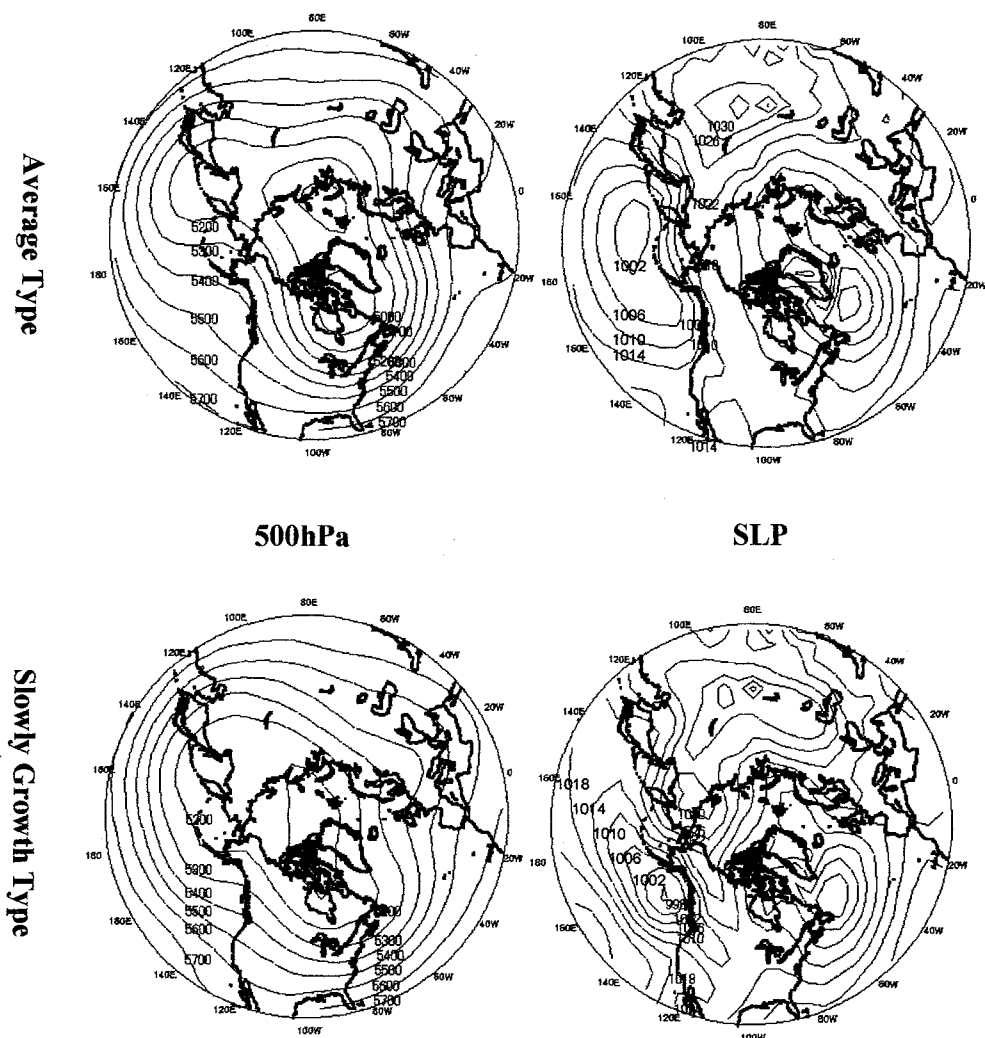


Figure 15. Same as Fig. 13, except for the Bering Sea.

をふまえての研究が必要である。アリューシャン低気圧の位置や強さの年々の変化は、北半球全体の変動、例えば北極振動や、エルニーニョに伴うテレコネクションなどと関係していると考えられるが、詳細については今後さらに研究していきたい。

今後、データのより一層の蓄積が調査対象期間を拡大し、今回の調査では明らかにならなかった長期的な大気と海水の相互作用を解明することにより、近い将来、北極航路などの現在まで氷の存在によって閉ざされてきた海運航路の新たな開拓に貢献していきたいと考えている。

## 7. 謝 辞

気象データはNCEP/NCARの再解析データをNCARのdata libraryから入手し、東京大学大学院中村尚氏と新保明彦氏（当時）が書式変換、データ整理したものを橘田かおり氏を通じて地球フロンティア研究システムより入手したものです。

また、(財)日本水路協会海洋情報研究センター永田豊氏に海水データについて詳しい資料をいただきました。この場を借りて本論文の作成にご助力を頂いた皆様に感謝の意を表します。

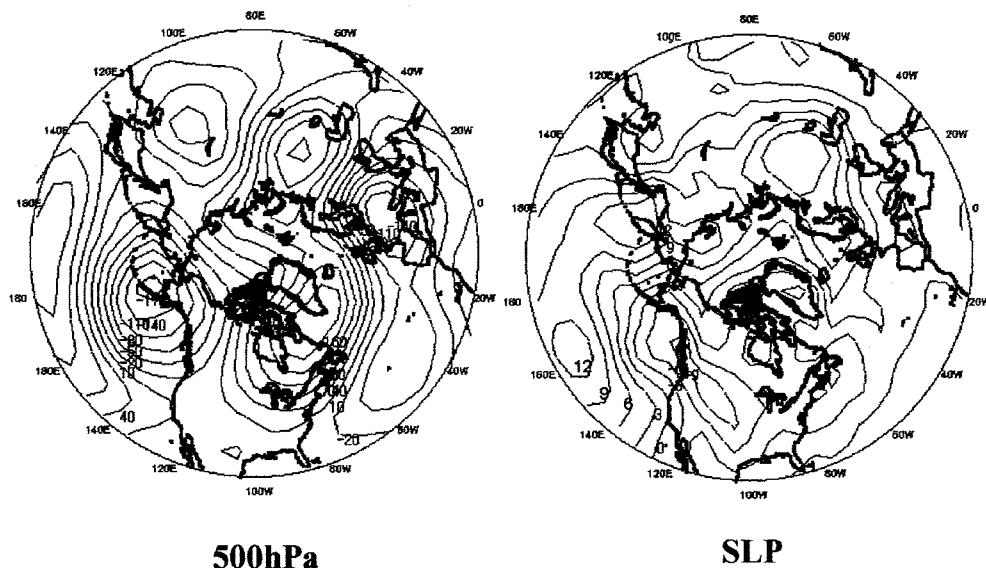


Figure 16. Same as Fig. 14, except for the Bering Sea.

#### 参 考 文 献

- (1) 北川弘光：船舶と流水, 月刊海洋科学, 第188号, pp. 89-92 (1985).
- (2) 高橋正征：海洋生態系動揺の見地からのオホーツク海研究の必要性と緊急性, 月刊海洋, 第315号, pp. 534-537 (1996).
- (3) Walsh, J. E. and C. M. Johnson : An Analysis of Arctic Sea Ice Fluctuations (1953-77), J. Phys. Ocean, 9, pp. 580-591 (1979).
- (4) Cavalieri, D. J. and C. L. Parkinson : On the Relationship Between Atmospheric Circulation and the Fluctuations in the Sea Ice Extents of the Bering and Okhotsk Seas, J. Geophys. Res., 92, pp. 7141-7162 (1987).
- (5) Y. Tachibana, M. Honda and K. Takeuchi : The Abrupt Decrease of the Sea Ice over the Southern Part of the Sea of Okhotsk in 1989 and Its Relation to the Recent Weakening of the Aleutian Low, J. Meteor. Soc. Japan, 74, pp. 579-584 (1996).
- (6) M. Ogi, Y. Tachibana, F. Nishio and M. A. Danchenkov : Does the Fresh Water Supply from Amur River Flowing into the Sea of Okhotsk Affect Sea Ice Formation?, J. Meteor. Soc. Japan, 79, pp. 123-129 (2001).